

Estudio geocientífico aplicado al ordenamiento territorial Puente del Inca

PROVINCIA DE MENDOZA



Vista de Puente del Inca desde la ladera norte del valle.



ESTUDIO GEOCIENTÍFICO APLICADO AL ORDENAMIENTO TERRITORIAL DE PUENTE DEL INCA

INFORME FINAL

Provincia de Mendoza

EDICIÓN PRELIMINAR

Autores

CLIMA

Rosas, Mario; Baumann, Valérie y Alejandrina Videla.

SISMICIDAD

Rosas, Mario.

ESTRATIGRAFÍA

Gonzalez, María Alejandra y Lo Forte, Gabriela.

ESTRUCTURA

Cegarra, Marcelo.

GEOMORFOLOGÍA

Fauqué, Luis; Reginald, Hermanns; Rosas, Mario; Wilson, Carlos; Lagorio, Silvia;
Baumann, Valérie; DiTommaso, Inés; Hewitt, Kenneth; Coppolecchia, Mariana;

González, María Alejandra.

PROCESOS GEOLÓGICOS

Baumann, Valérie; Coppolecchia, Mariana; Fauqué, Luis;

Rosas, Mario y Gonzalez, María Alejandra.

POTENCIALES ZONAS DE CAÍDAS DE ROCAS DETERMINADAS

CON EL MÉTODO CONEFALL

Baumann, Valérie; Jaboyedoff, Michel; Oppikofer, Thierry;

Altobelli, Silvia; Rosas, Mario; Fauqué, Luis; Hermanns, Reginald.

SUSCEPTIBILIDAD

Tchilinguirian, Pablo; Baumann, Valérie; Coppolecchia, Mariana;

Fauqué, Luis; Gonzalez, María Alejandra y Rosas, Mario.

2007



REPÚBLICA ARGENTINA

PRESIDENTE DE LA NACIÓN

DR. NÉSTOR KIRCHNER

**MINISTRO DE PLANIFICACIÓN FEDERAL,
INVERSIÓN PÚBLICA Y SERVICIOS**

ARQ. JULIO M. DE VIDO

SECRETARIO DE MINERÍA

ING. JORGE MAYORAL



SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

PRESIDENTE

ING. JORGE MAYORAL

SECRETARIO EJECUTIVO

LIC. PEDRO ALCÁNTARA

**DIRECTOR DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS MINERALES**

LIC. ROBERTO F. N. PAGE

DIRECTOR DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y APLICADA

LIC. OMAR R. LAPIDO

DIRECTOR DE GEOLOGÍA REGIONAL

LIC. JOSE MENDIA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	2
1.2. Clima	2
1.3. Sismicidad	4
1.3.1. Sismicidad en el Corredor Andino	4
Caracterización de las fuentes sísmicas	6
Fuentes de corteza superficial	6
Fuente de zona de subducción	6
2. GEOLOGÍA	6
2.1. Reseña geológica del área de Puente del Inca	6
2.2. Estratigrafía	6
2.3. Estructura	8
2.3.1. Estructura del Basamento prejurásico	8
2.3.2. Estructura de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua	9
3. GEOMORFOLOGÍA	10
3.1. Evolución geomorfológica del valle del río Las Cuevas	10
3.1.1. Etapa inicial de evolución	10
3.1.2. Etapa posterior al retiro de los hielos	10
3.1.3. Etapa actual	12
3.2. Asimetría del valle del río Cuevas en la zona de Puente del Inca	14
3.3. Análisis de las vertientes	15
3.4. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones	18
3.4.2. Metodología	18
3.4.3. Análisis morfológicos	18
3.4.4. Características sedimentológicas y análisis mineralógico y textural de los depósitos	21
3.4.4.1. Características mineralógicas de los depósitos	23
3.4.4.2. Características granulométricas de los depósitos	26
Características granulométricas de los depósitos grisáceos	26
Características granulométricas de los depósitos rojizos	27
3.4.4.3. Análisis de redondez de la matriz de los depósitos	27
3.4.5. Edades absolutas de los depósitos obtenidas por métodos geocronológicos	27
3.4.6. Interpretaciones	27
El valle del río Horcones	31
El valle del río Las Cuevas	31
3.4.6.1. Interpretaciones geomorfológicas	30
La zona de Confluencia	30
3.4.6.2. Interpretación de los estudios mineralógicos y texturales	32
3.4.6.3. Interpretación de las edades absolutas	32
3.4.7. Conclusiones	32
3.5. El Puente del Inca	34
3.6. La pared sur del Aconcagua y los <i>surge</i> del glaciar Horcones inferior	34
4. PROCESOS GEOLÓGICOS	35
4.1. Procesos criogénicos	36
4.2. Procesos de remoción en masa	37

4.2.1.	Caídas de rocas o desprendimientos	37
	Caída de bloque - septiembre de 2002	39
4.2.2.	Flujos de detritos	41
	Movimiento complejo	43
4.2.3.	Deslizamientos	45
4.3.	Procesos de erosión y sedimentación fluvial	46
4.4.	Inundación y anegamiento	46
4.5.	Procesos kársticos	47
4.5.1.	Disolución y subsidencia	47
4.6.	Crecientes que pueden afectar a la localidad de Puente del Inca	47

5. POTENCIALES ZONAS DE CAÍDAS DE ROCAS DETERMINADAS CON EL MÉTODO

	CONEFALL PARA EL ÁREA DE PUENTE DEL INCA	50
5.1.	Método del cono o sombras de caída	50
5.2.	Aplicación del método	50
5.3.	Discusión y conclusión	50

6. SUSCEPTIBILIDAD

6.1.	Resultados y conclusiones	53
6.2.	Zona apta para la construcción de viviendas	53

7. RECOMENDACIONES

7.1.	Medidas de protección	62
7.2.	Plan de monitoreo	63

BIBLIOGRAFÍA

ANEXO: RIESGO DE AVALANCHAS SOBRE EL PREDIO ELEGIDO PARA EL DESARROLLO URBANO DE PUENTE DEL INCA

Mapas incluidos en el informe

1. Mapa Geológico (escala 1:25.000)
2. Mapa Geomorfológico (escala 1:25.000)
3. Mapa de Procesos Geológicos (escala 1:25.000)
4. Mapa de Susceptibilidad Geomorfológica (escala 1:7.500)
5. Mapa de infraestructura existente (escala 1:7.500)

1. INTRODUCCIÓN

En el marco del Proyecto Multinacional Andino, Geociencias para las Comunidades Andinas (MAP-GAC) y de las tareas programadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) junto con la Dirección de Ordenamiento Ambiental y Desarrollo Urbano (DOADU), se realizó el "*Estudio Geocientífico Aplicado al Ordenamiento Territorial de Puente del Inca*" (Segemar, 2006) con el apoyo técnico y financiero del Gobierno de Canadá. El informe fue presentado en el mes de abril del año 2006 al Gobierno de la provincia de Mendoza a través del Ministerio de Ambiente y Obras Públicas.

El objetivo del estudio fue brindar pautas a los organismos con competencia administrativa y territorial sobre Puente del Inca, que permitan la toma de decisión en los diferentes aspectos que hacen al crecimiento de la localidad. Así se arribó a una zonificación, resultante de la identificación y evaluación de los procesos geológicos presentes en el área de trabajo.

La zonificación, mostrada en un mapa denominado "Susceptibilidad Geomorfológica" (Segemar, 2006), evidencia la existencia de áreas afectadas por diferentes procesos geológicos con distintos grados de actividad de los mismos. Los sectores identificados con la letra "A" (azul) subdivididos en Zona 1 y Zona 2, fueron evaluados como aptos para la ubicación de viviendas de uso permanente, aunque con algunas recomendaciones manifiestas también en el estudio mencionado.

Las características geológicas de la Zona 1 y las recomendaciones vertidas en el estudio complementario de avalanchas de nieve, realizado para un sector determinado de la misma, permitieron indicarla como la de mayor aptitud.

La Zona 2 se ubica sobre depósitos interpretados en primer lugar como de origen glaciario (Espizúa, 1989) y luego como un depósito formado a partir de un proceso de remoción en masa (Pereyra *et al.*, 1993). Esta diferencia genética y su implicancia en términos de amenaza obligó a continuar con trabajos de mayor detalle tendientes a establecer el origen de los mismos y su aptitud para la construcción de viviendas de uso permanente.

Con el objetivo de definir el origen del depósito mencionado (Depósito Horcones) se continuaron con las tareas de campo y gabinete, incluyendo un Taller en Puente del Inca donde participaron especialistas del Servicio Geológico Minero Argentino, del Servicio Geológico de Canadá, la Dirección de Ordenamiento Ambiental y Desarrollo Urbano y el especialista en avalanchas de roca Dr. Kenneth Hewitt del Centro de Investigaciones de Regiones Frías y Departamento de Geografía y Estudios Ambientales de la Universidad Wilfrid Laurier, Ontario, Canadá.

De esta manera se arribó a una nueva interpretación de la evolución cuaternaria de los valles de Horcones inferior, Horcones y Cuevas y su relación con la pared sur del cerro Aconcagua. Esto permitió determinar claramente el origen del depósito de la Zona 2 y descartarla para la construcción de viviendas de uso permanente, en razón de que persiste la posibilidad de repetición de fenómenos de remoción en masa que afectarían a esta zona.

Es importante destacar que las nuevas interpretaciones se refieren a la Zona 2 y su vinculación con el valle Horcones y Horcones inferior y no modifican la categoría de apta y la zonificación establecida para la Zona 1, sobre la que la Dirección de

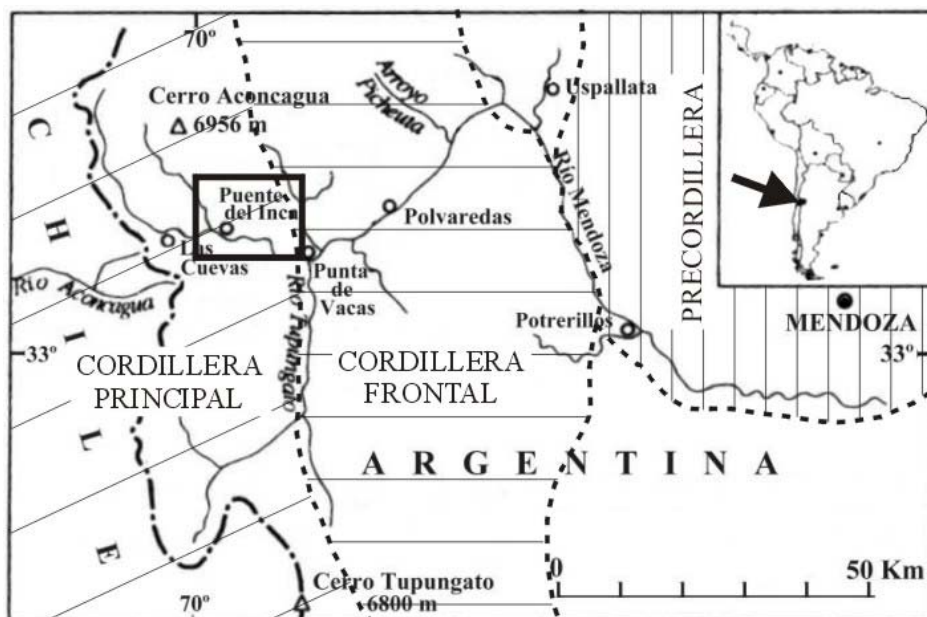


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Ordenamiento Ambiental y Desarrollo Urbano elaboró la planificación urbana y el ordenamiento territorial de la localidad de Puente del Inca.

Por último, se presenta un Informe Final que contempla lo expuesto en el informe de avance (Segemar, 2006) y las actualizaciones realizadas durante el año 2007. En éste, se incluyen nuevos esquemas, mapas, análisis sedimentológicos, mineralógicos que contribuyen al mejor entendimiento de los procesos ocurridos en la región.

El área de estudio comprende a la localidad de Puente del Inca y sus alrededores, desde el arroyo Santa María, tributario del río Las Cuevas, hasta la quebrada del río Horcones y, continuando por ésta, hasta la pared sur del cerro Aconcagua (6959 m s.n.m.).

La villa Puente del Inca se encuentra distante 185 km al oeste de la ciudad de Mendoza, sobre la ruta nacional N° 7 que une a esta ciudad con la vecina República de Chile. Está emplazada sobre la margen izquierda del río Las Cuevas, a una altitud de 2719 m s.n.m. en la Cordillera Principal (Fig. 1.1). La Villa está integrada por una reducida población estable (civil y militar) que se incrementa durante la época estival por la presencia de turistas que concurren allí con diversos fines.

1.1. Metodología

La ubicación de asentamientos humanos, su estructura interna y funcionamiento, está fuertemente influenciada por los factores ambientales y, particularmente, por la configuración del terreno. El desarrollo de Puente del Inca ha tenido lugar sin el establecimiento de pautas mínimas de ordenamiento territorial que tuvieran en cuenta las particularidades del medio físico. En Puente del Inca, este marco general se ve agravado por lo acotado del terreno utilizable, enmarcado por abruptas montañas, por lo que en cada sector de la localidad deben considerarse los aspectos concretos del mismo en el dictado de normativas y de políticas de crecimiento futuro.

En tal sentido se incluye la caracterización del medio físico teniendo en cuenta la geología, el relieve y morfodinámica (geomorfología), los procesos geológicos que pueden constituir daño a la infraestructura y/o personas, las particularidades climáticas y la sismicidad de este sector del corredor andino.

La base cartográfica, utilizada en el campo y gabinete, la integraron imágenes satelitales ASTER y EROS georreferenciadas, fotos aéreas monocromáticas de distintas escalas y cartas topográficas. Se hizo una interpretación visual de las imágenes combinando diferentes bandas lo que permitió, según los objetivos definidos, diferenciar adecuadamente los rasgos geológicos y geomorfológicos del área de estudio.

En primer lugar se realizó la compilación de la información existente y una fotointerpretación, la que resultó en mapas preliminares útiles para iniciar las tareas de campo. Luego se efectuaron trabajos de campo, consistentes en varias campañas a la zona, en las que se hicieron observaciones sobre las características composicionales y texturales de los materiales allí presentes y los procesos geológicos activos e inactivos que actuaron sobre el paisaje. Se recolectaron muestras para la realización de análisis de diversa índole (mineralógicos, granulométricos, petrológicos, dataciones absolutas).

Asimismo, se llevó a cabo un relevamiento topográfico con el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) donde se tomaron diferentes puntos en el valle del río Cuevas y río Horcones con el fin de proveer una topografía de detalle necesaria para el estudio de avalanchas de nieve.

Los mapas incluidos en el informe son los siguientes:

1. Mapa Geológico (escala 1:25.000)
2. Mapa Geomorfológico (escala 1:25.000)
3. Mapa de Procesos Geológicos (escala 1:25.000)
4. Mapa de Susceptibilidad Geomorfológica (escala 1:7.500)
5. Mapa de infraestructura existente (escala 1:7.500)

1.2. Clima

Las condiciones topográficas del terreno constituyen el primero y más importante factor climático de la zona, sin embargo es la dinámica atmosférica la que explica, por un lado, las diferencias espaciales de los climas y la frecuencia e intensidad de los fenómenos meteorológicos susceptibles de provocar situaciones de riesgo para la circulación.

La dinámica atmosférica que caracteriza la región es la típica de las zonas templadas de transición donde actúan tanto los anticiclones tropicales como las borrascas templadas asociadas al frente polar y la corriente de chorro (Fernández García *et al.*, 2003).

Los principales motores de la circulación general son los anticiclones del Pacífico y del Atlántico. Las condiciones climáticas en invierno y verano son diferentes según la posición de los centros anticiclónicos. En invierno, el cinturón de altas presiones migra hacia el norte, permitiendo la entrada de los denominados *westerlies* o vientos del oeste, produciendo precipitaciones (nevadas) en la alta cordillera de Mendoza. Por el contrario, durante los meses de verano, su migración hacia el sur impide el ingreso de los vientos del oeste, creando condiciones de sequedad en la zona montañosa (Videla, 1996).

En el otoño y en primavera, estaciones de transición, las masas provenientes del oeste al transponer los cordones montañosos sufren sensibles trans-

Estación Puente del Inca		Lat: 39° 49' S; Long: 69° 54' W; Alt.: 2720 m s.n.m.; Período 1971/76.											
Valores medios y absolutos	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	nov.	dic.	AÑO
Presión atmosférica	732.4	733.3	732.4	732.9	732.8	731	731.4	731.7	731.3	731.4	731.7	732.4	732.1
Temperatura max. absoluta	27.5	27.5	27	25	21	16	14	16	19.5	20	23.2	27.5	27.5
Occurencia día-año	31 75	4 72	2 75	12 75	2 76	14 75	18 76	31 73	22 76	14 73	13 71	14 75	Ene-75
Temperatura máxima	20.7	19.8	18	15	10.2	5.7	4.9	6.1	9.1	11.5	15.4	18.5	12.9
Temperatura term seco	14.3	13	10.9	8	4.6	0.8	-0.7	0.6	3	5.7	9.7	12.5	6.9
Temperatura tem húmedo	5.9	4.8	3.1	0.9	-0.7	-2.7	-3.7	-2.9	-1.4	0.2	2.3	4.2	0.8
Temperatura mínima	6.8	5.8	3.3	1.2	-0.9	-3.8	-6	-4.7	-2.9	-0.7	2.6	4.8	0.5
Temperatura mínima absoluta	-2.5	-1	-5.5	-9	-11.5	-15	-18.5	-15	-13	-11	-6.5	-9.5	-18.5
Occurencia día-año	10 71	24 73	25 72	16 71	18 74	26 73	7 72	20 72	5 76	4 72	1 72	7 73	Jul-72
Temperatura punto rocío	-8.1	-9.5	-12.4	-15.2	-12.3	-10.6	-11.9	-11.6	-11.8	-11.9	-12.5	-10.3	-11.5
Tensión de vapor	3.9	3.5	2.8	2.4	2.7	3	2.7	2.7	2.8	2.8	2.7	3.2	2.9
Húmeda relativa %	26	26	25	27	37	50	45	45	41	34	26	24	34
Velocidad del viento km/h	21	22	20	18	18	17	17	17	18	20	21	21	19
Precipitación mm	4	2	2	8	55	114	52	33	22	23	4	1	320
Helióf efect N HS	10.3	10.6	9.7	8.1	5.4	4	4.8	6.2	7.9	8.2	9.9	9.9	7.9
Helióf relat %	74	80	78	71	52	40	44	56	66	63	71	69	64
Nubosidad total 0-8	1.8	1.6	1.3	1.9	3.4	3.9	3.5	3.2	2.6	3	2.2	1.8	2.5

Tabla 1.1. Datos de la Estación meteorológica Puente del Inca. Período 1971 - 1976.

formaciones. Cuando la cadena andina es atravesada por los flujos mencionados se produce, en ésta, un calentamiento adiabático generando fuertes vientos secos y cálidos, denominados localmente "zonda".

Para la estación de Puente del Inca en el período 1971/76 (Tabla 1.1), la temperatura máxima registrada es de 27° C y la mínima absoluta de -18,5° C. La temperatura anual mínima es de 0,5° C y la máxima anual de 12,9° C. El régimen pluviométrico presenta máximos invernales en el mes de junio con 114 mm, y una valor de precipitación anual de 320 mm.

Del análisis de los datos de temperatura, días de lluvia, días de nieve, días de helada, elaborados por Vialidad (Elsamex) surge que en invierno se da la mayor cantidad de días de nevadas y lluvias, con un promedio de 8 días por mes para las nevadas y 7 días para las lluvias. El promedio de días de heladas anuales es de 90,6, produciéndose heladas, con un promedio de 25 días por mes, casi todos los días en los meses de invierno.

Otra información (Vialidad Nacional, Dirección Regional de Mendoza) se refiere a la acumulación máxima nocturna de nieve. Ésta, según tramos, es la siguiente:

- Tramo Usapallata - Polvaredas 20 cm
- Tramo Polvaredas - Punta de Vacas 60 cm
- Tramo Punta de Vacas - Puente del Inca 150 cm
- Tramo Puente del Inca - Boca de túnel 250 cm

En la zona de estudio se pueden diferenciar dos grandes tipos climáticos con rasgos similares: 1) Clima frío nival de alta montaña; la estación más re-

presentativa es la de Cristo Redentor, ubicada a 3800 metros; 2) Clima de los valles montañosos, registrado en las estaciones Puente del Inca y Uspallata.

Una reseña general de Puente del Inca en cuanto a precipitaciones, temperaturas medias, temperaturas mínimas y ciclos de hielo y deshielo se ilustra en las siguientes tablas y figuras (Tabla 1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.6, 1.7, 1.8 y Fig. 1.2) tomadas de Fernández *et al.* (2003).

ESTACION	Altitud (m s.n.m.)	Longitud	Precipitación anual (mm)
Cristo Redentor	3.832	70°05'	359
Puente del Inca	2.720	69°54'	294

Tabla 1.2. Precipitaciones anuales (Fernández *et al.*, 2003).

ESTACION	ALTITUD (m s.n.m.)	LONGITUD	VERANO	INVIERNO	OTOÑO	PRIMAVERA
Cristo Redentor	3.832	70°05'	6.7	35.1	44.6	13.6
Puente del Inca	2.720	69°54'	3.1	22.1	58.5	16.3

Tabla 1.3. Régimen estacional de precipitaciones ((Fernández *et al.*, 2003).

	Punta de vacas	Puente del Inca	Cristo Redentor
Altitud	2450	2720	3832
Enero	0	0.3	3
Febrero	0	0	2
Marzo	0	0.6	2
Abril	0	0.5	4
Mayo	3	5	7
Junio	5	7	8
Julio	5	7	9
Agosto	3	11	7
Septiembre	0	3	6
Octubre	1	1	7
Noviembre	1	2	5
Diciembre	0	0.1	4
Total Anual	18	41	64

Tabla 1.4. Días de nieve obtenidos de las diferentes estaciones (Fernández *et al.*, 2003).

Estación	Altitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Amp.
Cristo Redentor	3832	4	3.6	2.3	-0.1	-3.2	-6.6	-6.6	-6.4	-5.2	-3.2	-0.4	2.7	10.6
Puente del Inca	2720	12	11	10	9	5	0	0	2	3	7	10	12	12
Punta de Vacas	2450	14.3	13	10.9	8	4.6	0.8	-0.7	0.6	3	5.7	9.7	12.5	15

Tabla 1.5. Temperaturas medias mensuales y amplitud térmica anual (Fernández *et al.*, 2003).

Estación	Altitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Cristo Redentor	3832	-0.2	-0.5	-1.6	-3.8	-6.3	-9.7	-10.3	-10.0	-8.7	-6.8	-4.1	-1.7
Puente del Inca	2720	5.0	4.0	2.0	1.0	-2.0	-5.0	-6.0	-3.0	-2.0	0.0	2.0	5.0

Tabla 1.6. Temperaturas mínimas medias (Fernández *et al.*, 2003).

Estación	Altitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Año
Cristo Redentor	3832	16.0	17.0	22.0	25.0	29.0	29.0	31.0	30.0	29.0	30.0	27.0	21.0	306.0
Puente del Inca	2720	0.3	0.6	3.6	10.0	20.0	24.0	26.0	26.0	22.0	17.0	7.0	1.0	157.0
Uspallata	1891	0.0	0.1	2.0	10.0	18.0	22.0	24.0	24.0	18.0	8.0	2.0	0.1	128.2

Tabla 1.7. Número medio de los días de heladas (Fernández *et al.*, 2003).

Mes	Cristo Redentor	Puente del Inca
Enero	40.3	0.0
Febrero	67.0	0.0
Marzo	70.2	14.5
Abril	68.3	30.0
Mayo	44.4	54.8
Junio	18.8	64.4
Julio	12.1	76.3
Agosto	24.2	73.1
Septiembre	30.0	77.8
Octubre	49.2	46.2
Noviembre	66.7	17.8
Diciembre	79.0	6.5

Tabla 1.8. Porcentaje de días en los que se han registrado ciclos de hielo y deshielo (T° máximas positivas y mínimas negativas) (Fernández *et al.*, 2003).

1.3. Sismicidad

El territorio mendocino tiene dos regiones sismotectónicas caracterizadas por la consistencia relativa de su historia sísmica y por rasgos estructurales, neotectónicos y sísmicos (Bastías *et al.*, 1993). A estas regiones se las denomina "Precordillera" y "el surmendocino", las cuales presentan contrastes notorios entre los rangos de actividad histórica y densidad del registro instrumental.

El elevado nivel de peligrosidad sísmica en toda la provincia se origina en dos fuentes claramente diferenciadas: la zona de subducción, con hipocentros localizados a profundidades comprendidas entre los 80 y 130 km y la zona de actividad superficial, con profundidades menores de 50 km (Castano, 1986). A esta última se le atribuyen casi todos los terremotos destructivos. Mendoza carece de un registro completo de los movimientos sísmicos que ha sufrido, por lo cual se conoce sólo en parte su historia sísmica (Bastías *et al.*, 1993). El Gran Mendoza ha experimentado sismos de intensidades iguales o superiores a VI según la escala Mercalli por lo menos 11 veces en los últimos 200 años. Ya en 1608, Don Alonso González del Najera (Morey, 1938) describió las casas de la antigua Mendoza "anchurosas pero bajas, como todas las de Chile, por reparo a los temblores de tierra". Los sismos destructivos o con daños parciales en el área norte de la provincia de Mendoza (Bastías *et al.*, 1993) fueron los siguientes:

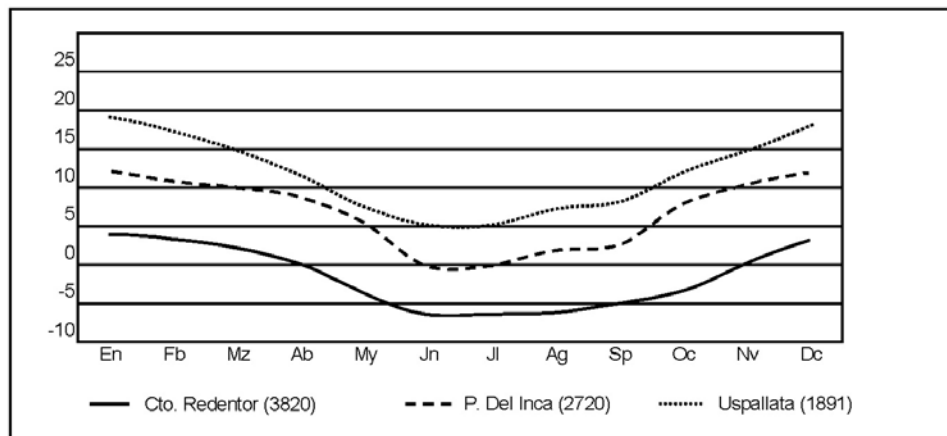
- 1647, 13 de mayo: Santiago de Chile.
Efectos secundarios.
- 1782, 22 de mayo: Daños en la Iglesia de San Agustín. 33° S - 69,2° O; M 6.5; I: VII.

- 1861, 20 de marzo (Cerro La Cal?): Destrucción total de la ciudad de Mendoza. 32.9° S - 68.9° O; H: 30 km; M: 7.0; I: IX.
- 1903, 12 de agosto, Mendoza. 32.1° S - 69.1° O; H: 70 km; M: 6; I: VIII.
- 1917, 26 de julio, Mendoza. 32.3° S - 68.9° O; H: 50; M: 6.5; I: VII.
- 1920, 17 de diciembre (Costa de Araujo, Lavalle): destrucción total del área Tres Porteñas y Central. 32.7° S - 68.4° -O; H: 40 km; M: 6; I: VIII.
- 1927, 14 de abril, Uspallata - Las Heras: produjo roturas de cañerías en Villavicencio. 32.5° S - 69.5° -O; H: 110 km; M: 7.5; I: VIII.
- 1967, 25 de abril: ocasionó daños en la ciudad de Mendoza y derrumbe de la Escuela Hogar por desperfectos. H: 45 km; M: 5.4; I: VI.
- 1977, 23 de noviembre, San Juan: efectos secundarios. Afectó al Pastal y Lavalle produciendo licuefacción. H: 17 km; M: 7.4; I: IX.
- 1985, 26 de enero (Lomas de Lunlunta): daños en la ciudad de Mendoza. 33.1° S - 68.8° O; H: 12 km; M: 5.9; I: VIII.

Una de las características de los grandes temblores de Mendoza es su área de destrucción definida y localizada (Bastías *et al.*, 1993). Esto se refleja en los sismos ocurridos en el año 1861 y 1920 con efectos destructivos y devastadores en cuanto a pérdidas humanas. El terremoto del 14 de abril de 1927 (INPRES, 1977) con epicentro en la localidad de Uspallata, a 101 km al noroeste de la ciudad de Mendoza, ha sido el único sismo conocido que produjo daños de igual magnitud tanto del lado chileno como del argentino.

1.3.1. Sismicidad en el Corredor Andino

Los primeros registros de movimientos sísmicos aparecen a partir del siglo XVII luego de la conquista. Otros documentos mencionan sismos históricos de grandes magnitudes en forma imprecisa, tal es el caso de los informes sobre el sismo de 1861 del Dr. Pablo Loos, donde comenta: "...dicen las tradiciones antiguas que mucho antes de 1561 tuvo lugar un gran terremoto mas o menos igual al de 1861, el que produjo el terror y el espanto de los

Figura 1.2. Temperaturas medias (Fernández *et al.*, 2003).

indios que poblaban este suelo...". A lo largo del Corredor Andino y en zonas aledañas existe un número considerable de hipocentros registrados por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Los movimientos sísmicos son unas de las causas principales en la iniciación de los procesos de remoción en masa (Keefer, 1984).

El geólogo inglés David Forbes, en su viaje entre Uspallata y Puente del Inca la misma noche del sismo de 1861 narra: "... *gigantescas moles de peñascos se derrumbaron estrepitosamente, después de una detonación violenta y estremecimiento general, viendo en la mañana siguiente grietas que aún existen en las serranías*". Añade, además, "...*grandes masas de rocas habían rodado a los valles; algunas faldas se habían levantado o agrietado manando abundante agua de donde el manantial antes era pobre*". El mismo autor hizo las siguientes observaciones sobre el área de Precordillera "... *encontré que dentro de sus límites las rocas han sido desplazadas y llevadas o lanzadas a otros sitios, habían fisuras en la tierra,.... en las quebradas las rocas han sido terriblemente desplazadas y el fondo de la quebrada cubierto en una granizada de grandes fragmentos....*". Este sismo fue acompañado por otros posteriores que también originaron procesos de remoción en masa. Forbes describió que el día 25 a las 11.30 de la mañana fueron sorprendidos por un nuevo sismo "...*acompañado de una inmensa humareda en las sierras, que se ha sabido luego por viajeros que atravesaban la Cordillera, eran columnas de polvo producidas por el derrumbe de los cerros*". El mismo autor comentó sobre los tres sismos posteriores del día 29 de marzo "... *se hicieron sentir acompañados de polvaredas en dirección de Uspallata, signos de derrumbe de algunos cerros*". Según el Dr. Wenceslao Díaz, las réplicas del sismo fueron diarias hasta el 16 de mayo del mismo año, provocando una de ellas, caídas en Polvaredas el día 3 de abril.

El sismo del año 1903 (M: 6,3) con epicentro en Uspallata causó innumerables caídas de rocas en esa

región al igual que el sismo acaecido en 1906 (M: 8,6) con epicentro en el país vecino. En el año 1927, un viejo poblador aseguró haber visto una bola de fuego a lo lejos producto de las numerosas caídas originadas en la Precordillera durante el sismo del 14 de abril. El sismo de Magnitud 7 del año 1952 con epicentro en la localidad de Rinconada (San Juan) originó caídas en la Cordillera y, debido a la imposibilidad de sacar los escombros de las vías, tuvieron que suspenderse los servicios del tren Transandino. Keefer (1984) determinó que es necesario un sismo de Magnitud local (ML): 4 para que se produzcan caídas de rocas, deslizamientos de rocas y deslizamientos de materiales no consolidados; ML: 4,5, para derrumbes y deslizamientos de bloques, y por lo menos, un sismo de ML: 5, para flujos de tierra. A lo largo del Corredor Andino, se han verificado caídas a partir de sismos de Magnitud moderada (Mb): 3,9.

Los datos analizados por Moreiras (2004) mostraron que la distancia máxima entre los Procesos de Remoción en Masa (PRM) y los epicentros de sismos históricos que los han iniciado no supera los 300 kilómetros. No obstante, la relación entre la magnitud del sismo iniciador de procesos de remoción en masa y la distancia entre el epicentro del sismo y el lugar donde se produjo el proceso gravitatorio, no siempre puede ser determinada debido a la escasa información histórica del área de estudio. Los datos históricos recabados mencionan numerosas caídas causadas por sismos de Mb: 4 hasta 150 km del epicentro.

Según Moreiras (2004), la relación entre magnitudes y distancias de los epicentros de los sismos no es fácil de establecer porque existe un blanco en los registros de sismos de grandes magnitudes, ya sea por falta de datos históricos o por la inexistencia o escasez de sismos de magnitudes mayores a 5. Asimismo, establecer esta relación es dudosa, por datos sísmicos imprecisos debido a falencias instrumentales, o bien, cuando acontecen movimientos sísmicos casi coetáneos, complica deducir cual fue el sismo detonante.

Caracterización de las fuentes sísmicas

Existen dos grupos de fuentes sísmicas que dan lugar a un nivel de peligro sísmico significativo en la región noroeste de la provincia de Mendoza (INPRES, 1995). Un grupo es el que incluye a las fallas de la corteza, localizadas dentro de la Placa Sudamericana, denominadas fuentes de corteza superficial. Otro, es el que implica sismicidad más profunda, con hipocentros ubicados dentro de la Placa de Nazca, denominada fuente de subducción. La sismicidad regional es generalmente N-S y se presenta desde la longitud de la ciudad de Mendoza hacia el oeste, en el interior de la Cordillera. La actividad sísmica superficial responde a este esquema regional.

Fuentes de corteza superficial

A este grupo pertenecen nueve fallas inversas activas de alto ángulo (45° - 60° O) que son las generadoras de sismos de pequeña y moderada magnitud. Estas son: falla del cerro La Cal y calle Perú (ciudad de Mendoza), fallas de Salagasta y Los Cerrillos, anticlinal de Barrancas, plegamiento Tupungato, falla del Melocotón, fallas del cerro del Cristo y del cerro de La Gloria, sistema de fallamiento de la Cordillera Frontal y el área nordeste del Gran Mendoza ubicada entre los paralelos 32° y $33,5^\circ$ S y 68° y $68,7^\circ$ O como fuente de sismicidad regional que da origen a sismos de magnitudes menores (M : 5,5 - 6 grados) y que no han tenido expresión superficial. Otras fuentes importantes son las fallas del Tigre y de la Precordillera ubicadas en la provincia de San Juan (Gil-Nafá-Zamarbide, 1982).

Según el INPRES (1995), el período de recurrencia para cada una de las fallas mencionadas anteriormente se obtiene sobre la base de la información de campo, definiendo el número mínimo de eventos sísmicos con fallamiento superficial. La incertidumbre en la estimación del período de retorno toma en cuenta las incertidumbres asociadas con cada uno de los tipos de datos utilizados para definir dicha recurrencia sísmica. Así, para el sistema de fallamiento de la Cordillera Frontal, constituido por tres segmentos separados se estima un intervalo de recurrencia del terremoto máximo que va desde los 2500 a 10.000 años para cada segmento (INPRES, 1995).

Fuente de zona de subducción

Esta zona comprende a los terremotos que se producen dentro de la placa subducida de Nazca, a una profundidad igual o mayor a los 100 km en correspondencia con la provincia de Mendoza (INPRES, 1995). La distribución espacial de la sismicidad, a profundidades mayores de 50 km muestra un cambio en la densidad y profundidad focal de noroeste a sureste.

2. GEOLOGÍA

2.1. Reseña geológica del área de Puente del Inca

El área de Puente del Inca está emplazada en las cordilleras Principal y Frontal. La primera se encuentra al oeste del área de estudio y está dominada por la presencia de corrimientos y depósitos pertenecientes a la cuenca mesozoica. La segunda está representada en el este y está constituida por rocas del Paleozoico superior y vulcanitas pérmico-triásicas afectadas por fallas inversas de alto ángulo. Las características geológicas están dadas por la estratigrafía, la estructura y la modelización del paisaje actual. Las unidades estratigráficas comprenden a rocas del basamento más antiguo prejurásico, rocas mesozoicas y a la cobertura cenozoica (Fig. 2.1). La estructura está controlada por los movimientos de las placas tectónicas (Nazca y Sudamericana) y la modelización del paisaje está dominada por procesos glaciares, fluviales y gravitacionales entre otros.

2.2. Estratigrafía

Las rocas más antiguas, que componen el basamento de la cuenca, están representadas por la Formación Alto Tupungato, por los Granitoides pérmicos y por el Grupo Choiyoi.

La Formación Alto Tupungato (Polanski, 1958) reúne a las rocas más antiguas del área, de edad carbonífera media a pérmica temprana. Estas rocas están integradas principalmente por sedimentos marinos que a lo largo de su historia fueron deformados y afectados por procesos de metamorfismo. Estos dieron origen a grauvacas de color gris verdoso oscuro, generalmente de texturas homogéneas. En el sector estudiado, esta unidad aflora en ambas márgenes del río de Las Cuevas, al este de la localidad de Puente del Inca.

Intruyendo al conjunto anterior, se observan cuerpos de color rosado a gris claro, que constituyen los Granitoides pérmicos. Mineralógicamente están compuestos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, y en algunos casos, facies con mayor cantidad de biotita y hornblenda pasan a exhibir una composición granodiorítica a tonalítica. La edad estimada por dataciones K/Ar es de 278 ± 10 Ma. También afloran en ambas márgenes del río de Las Cuevas y al este del poblado de Puente del Inca.

El Grupo Choiyoi (Groeber, 1946, *emend.* Rolleri y Criado Roque, 1969) presenta muy variada composición litológica, desde ignimbritas riolíticas a riódacíticas, con presencia también de tobas riódacíticas y dacíticas. Estas rocas, se depositaron en discordancia sobre la Formación Alto Tupungato y se les adjudica una edad pérmico-triásica.

Las rocas mesozoicas comprenden un conjunto de depósitos marinos y continentales que incluyen

Cuaternario	Holoceno	Depósitos aluviales y de planicie aluvial Depósitos coluviales y de talud de detritos Depósitos de remoción en masa y macizo removilizado	
	Pleistoceno	Depósitos glaciares	Depósitos glacifuviales aterrazados
Terciario	Plioceno	Conglomerado Santa María y Traquitas Puente del Inca	
	Mioceno		
Cretácico	Hauteriviano inf.	Formación Agrio	
	Valanginiano	Formación Mulichinco y Volcanitas cretácicas	
	Berriasiano	Formación Vaca Muerta	
Jurásico	Superior	Formación Tordillo	
		Formación Auquilco	
		Formación La Manga	
	Inferior	Vulcanitas jurásicas	
Triásico	Superior	Grupo Choiyoi	
	Inferior		
Pérmico	Superior	Granitoides pérmicos	
	Inferior		
Carbonífero	Superior	Formación Alto Tupungato	

Figura 2.1. Cuadro estratigráfico.

tanto rocas sedimentarias clásticas, carbonáticas, y evaporíticas, como rocas ígneas volcánicas. Las rocas mesozoicas más antiguas están representadas por afloramientos pequeños y esporádicos de volcanitas y volcaniclastitas de edad eojurásica (liásica?), ubicados al sudeste de Puente del Inca.

La Formación La Manga (Stipanovic y Mingramm, en Stipanovic, 1966) comprende facies principalmente carbonáticas fosilíferas de plataforma que pueden ser divididas en tres secciones. La inferior integrada por conglomerados y areniscas de coloración castaño amarillenta a castaño rojiza; la media representada por calizas principalmente micríticas, fangosoportadas, macizas y con participación oolítico-esqueletética variable, y la superior constituida por calizas oolítico-esqueletéticas, con escaso fango micrítico. El contenido fosilífero está dado principalmente por ostreídos, restos de amonoideos, gastrópodos, y equinodermos. Las rocas de esta formación afloran en el sector central del área estudiada, al norte y sur de Puente del Inca, conformando delgadas escamas repetidas tectónicamente.

La Formación Auquilco (Weaver, 1931, *emend.* Groeber, 1946) está compuesta principalmente por yeso secundario y en forma subordinada por anhidrita, calcáreos micríticos y niveles clásticos rojizos, que se depositaron en un ambiente marino restringido e hipersalino. Los depósitos evaporíticos actuaron como nivel de despegue basal de las fa-

llas, por lo que estas rocas suelen presentar alta deformación y procesos de fluencia del material. Los mayores afloramientos se afloran en los alrededores de la quebrada Agua Blanca, al sur y oeste de Puente del Inca.

La Formación Tordillo (Groeber, 1946, *emend.* Stipanovic, 1966) está formada por un variado conjunto de rocas continentales que incluyen depósitos clásticos y volcanoclásticos. En el sector que abarca este trabajo, está constituida por conglomerados calcáreos medios a finos, blanquecinos, amarillentos o rojizos, con clastos de volcanitas ácidas, cuarzo y calizas correspondientes a un ambiente fluvial a marino marginal en el sector ubicado al este de la falla quebrada Agua Blanca. Al oeste de dicha falla se hallan principalmente areniscas y subordinadamente conglomerados de origen fluvial, que poseen coloración rojiza, o verdosa en los términos cuspidales, y clastos de composición predominantemente andesítica.

El Grupo Mendoza (Weaver, 1931) representa el inicio de un nuevo ciclo de sedimentación principalmente marino integrado por un variado conjunto de depósitos carbonáticos, clásticos, evaporíticos, volcánicos y volcanoclásticos. Los depósitos más antiguos, aquí englobados en la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931), están compuestos principalmente por calizas, margas y pelitas amarillentas de plataforma. Una fuerte caída del nivel marino originó los

depósitos continentales a marino-marginales de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) constituidos en este sector por conglomerados rojos, areniscas calcáreas y pelitas grises y verdes, con algunas intercalaciones evaporíticas. En esta unidad se intercalan delgados niveles de volcanitas cretácicas representadas principalmente por fenobasaltos olivínicos y frecuentemente asociadas a depósitos volcanoclásticos. Finalmente, el mayor desarrollo areal de la cuenca marina está dado por los depósitos de plataforma carbonática de la Formación Agrio (Weaver, 1931) conformados por arcillas, pelitas negras, margas amarillentas y areniscas. En conjunto, el Grupo Mendoza aflora en el sector oeste del área estudiada.

Los Conglomerados Santa María (Schiller, 1912) representan depósitos de tipo sinorogénico integrados principalmente por facies clásticas muy gruesas originadas primordialmente en abanicos aluviales de alta energía. Se trata de conglomerados con clastos de rocas mayoritariamente volcánicas y subordinadamente por calizas mesozoicas. Afloran en el sector centro-norte del área de trabajo.

Las rocas mesozoicas fueron intruidas por filones capa de composición principalmente dacítica, denominados Traquitas Puente del Inca (Schiller, 1912). Las rocas están compuestas por una pasta afanítica en la que se pueden observar pequeñas tablillas orientadas de plagioclasa y feldespato alcalino subordinado. Se las observa formando cornisas que atraviesan diagonalmente las laderas al norte y sur del Puente del Inca.

En ambas márgenes del río de Las Cuevas se ven terrazas que corresponden al antiguo piso del valle formadas por depósitos fluviales y de flujos posglaciares. En los laterales del valle existen morenas marginales que reflejan una actividad glaciaria que comenzó en el Pleistoceno medio.

Espizúa (1989) separó estos últimos depósitos en tres unidades mapeables designadas, de la más antigua a la más joven, drift Penitentes, drift Horcones y drift Almacenes. En este trabajo, los depósitos de morenas terminales y de ablación en los que se basa la estratigrafía propuesta por esta autora, han sido vinculados genéticamente a procesos de remoción en masa, algunos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua. Se habrían originado por procesos relacionados al retroceso glaciario ocurrido durante los tiempos Tardío o Posglaciares.

Los procesos gravitacionales generan depósitos de remoción en masa de variada granulometría, tamaño, distribución areal y acumulación caótica. Algunas de estas características se distinguen según el tipo de movimiento gravitacional presente. Los de mayor tamaño son los aportados por las caídas de rocas, luego los deslizamientos, glaciares de rocas y flujos suelen presentar tamaños menores. La litología depende del área de arranque del material, aunque puede incorporar otras litologías en

el transcurso del recorrido del movimiento. Se encuentran en toda el área de trabajo.

Los depósitos coluviales son generados por la meteorización y las pequeñas caídas de rocas. Estos procesos son característicos del área, por lo que los depósitos presentan una amplia distribución. Los clastos son de variada granulometría, angulosos y la litología predominante depende de la zona. Según la geometría de la ladera sobre la cual se depositan, pueden formar conos de detritos o taludes continuos. Si bien la litología es la misma, varían los espesores, la gradación y la distribución de los clastos.

Los materiales acumulados por los ríos y arroyos, permanentes y temporarios se denominan aluviales. Estos se localizan en las planicies de los ríos Las Cuevas, Horcones y en el fondo de las quebradas como la de Santa María, Vargas, etc. y en los abanicos aluviales a las salidas de los tributarios hacia el valle principal. Su litología es muy variada debido a que la proveniencia puede ser de la cuenca alta a varios kilómetros de distancia. Dependiendo del trayecto realizado se encuentran clastos de distintos tamaños y grado de redondez.

2.3. Estructura

La zona de Puente del Inca presenta dos unidades estructurales principales, la Faja plegada y corrida del Aconcagua al oeste y el Basamento prejurásico al este. La primera corresponde a una faja plegada y corrida de tipo epidérmico, en la cual las rocas mesozoicas-cenozoicas se encuentran repetidas tectónicamente por corrimientos, de rumbo N-S con inclinación al oeste, los cuales despegan en los niveles de yeso o calizas ubicados en la base de las secuencias mesozoicas. Esta estructura caracteriza a la Cordillera Principal a estas latitudes.

El Basamento prejurásico presenta un comportamiento más rígido, respondiendo a una tectónica de piel gruesa, en la cual las unidades prejurásicas son elevadas por fallas de alto ángulo dadas por la reactivación compresiva de fallas extensionales previas, de rumbo N-S e inclinación al oeste. Esta estructura es típica para la Cordillera Frontal.

2.3.1. Estructura del Basamento prejurásico

Hacia el oeste de Puente del Inca, el Basamento prejurásico se hunde por debajo de las secuencias mesozoicas constituyendo el sustrato de la Cordillera Principal, mientras que hacia el este aflora y pasa a formar la Cordillera Frontal, la cual se extiende hasta Uspallata.

Dentro de este basamento, las rocas más antiguas están representadas por las sedimentitas marinas de la Formación Alto Tupungato, que forman pliegues apretados y volcados de rumbo N-S con vergencia al este, presentándose los estratos subverticales o con fuerte inclinación al oeste. Esta

deformación se atribuye a la Fase Sanrafaélica de la orogenia Gondwánica, acaecida en el Pérmico inferior, luego de la cual sobrevino la intrusión de los Granitoides pérmicos, seguidos por un período de fuerte erosión que labra la discordancia angular sobre la cual se disponen las volcánicas del Grupo Choiyoi, asociadas ya a un régimen extensional. En la zona, esta discordancia se encuentra suavemente basculada e inclina unos 5° hacia el oeste, por el efecto de las grandes fallas que producen el ascenso de la Cordillera Frontal, que se ubican más al este fuera del área de estudio. También se observan varias fallas subverticales, en general, de rumbo N-S, que afectan a las rocas prejurásicas, que se atribuyen al régimen extensional asociado con la extrusión de las volcánicas del Grupo Choiyoi. Estas fallas en general tienen un rechazo de pocos metros.

2.3.2. Estructura de la Faja plegada y corrida del Aconcagua

El sector oeste del área representa el extremo oriental de la Faja plegada y corrida del Aconcagua, que se extiende hacia el occidente más allá del límite internacional con Chile. En la zona se pueden distinguir dos corrimientos mayores, que repiten las secuencias mesozoicas, denominados Falla Penitentes y Falla Quebrada Agua Blanca, al oriente de las cuales se encuentran otros corrimientos y fallas de menor envergadura.

La Falla Penitentes constituye el frente principal de corrimiento de la Cordillera Principal. Esta falla corresponde a un corrimiento con un nivel de despegue ubicado en la base de las calizas jurásicas, posee un rumbo N-S e inclinación al oeste. El mismo produjo la primera repetición tectónica que coloca a las calizas de la Formación La Manga por encima de las secuencias mesozoicas y de los niveles terciarios de los Conglomerados de Santa María correspondientes al sector autóctono. El corrimiento viene del norte por el lateral oeste de la quebrada Panta, pasa inmediatamente al oeste del puente natural, y es el que controla la ubicación de las fuentes termales allí presentes, sigue hacia el sureste donde se expone espectacularmente en la cima del cerro Penitentes, del cual toma su denominación, ya fuera de la zona mapeada.

En el extremo occidental del área se encuentra la Falla Quebrada Agua Blanca, que también constituye un corrimiento de rumbo aproximadamente N-S con inclinación al oeste, la cual provoca la segunda repetición tectónica importante de las secuencias mesozoicas, colocando a la Formación Auquilco sobre las unidades del Grupo Mendoza. Este corrimiento viene desde el norte por el valle del río Horcones, cruza el río de Las Cuevas y se dirige hacia el sur por la quebrada Agua Blanca. En ésta última, la acumulación de evaporitas hacia el frente del co-

rrimimiento provoca una compleja deformación en los niveles de la Formación Auquilco y las sedimentitas clásticas suprayacentes de la Formación Tordillo, debido a la fluencia plástica asociada a los depósitos salinos.

Al oeste de la Falla Penitentes se pueden apreciar corrimientos y fallas menores. En el sector norte, en la quebrada del Panta, se observa un corrimiento de poco desplazamiento que perturba a las secuencias mesozoicas y a los Conglomerados Santa María, el cual se pierde hacia abajo en el Basamento prejurásico. En el sector sur se ven dos pequeñas fallas inversas subparalelas, de rumbo N-S e inclinación al oeste, que afectan las secuencias mesozoicas y se van desdibujando dentro del basamento. Inmediatamente al norte de Puente del Inca se distinguen pequeñas fallas de alto ángulo con desplazamiento normal que afectan a la Formación Alto Tupungato y a las secuencias suprayacentes, posiblemente producidas por un reacomodamiento posterior a la deformación principal en respuesta a la carga tectónica.

La estructuración de la Faja plegada y corrida del Aconcagua ocurrió durante el Terciario en respuesta a la interacción entre las placas Sudamericana y la de Nazca. En el Mioceno inferior (aproximadamente hace unos 20 Ma) comenzó a elevarse el sector cordillerano chileno, mientras que en esta zona se produjo una deformación subordinada asociada a reactivaciones compresivas de fallas extensionales previas, la cual generó la discordancia angular de la base de los conglomerados terciarios. En el Mioceno medio (alrededor de los 15 Ma), en respuesta a la pérdida de inclinación de la zona de subducción de la Placa de Nazca, el volcanismo y la deformación principal progresaron hacia el este y alcanzaron este sector. Así, se generaron los potentes filones concordantes de las Traquitas Puente del Inca y paralelamente se originó el desarrollo de la Falla Quebrada Agua Blanca, mientras que hacia el norte se depositaron los niveles de volcánicas que forman el cerro Aconcagua, los cuales se interdigitan hacia el este con los estratos sinorogénicos de los Conglomerados Santa María. Hacia el Mioceno superior (en torno a los 8 Ma) se estructuró el frente de la faja plegada con la evolución de la Falla Penitentes, la cual involucra a las rocas terciarias, mientras que el volcanismo activo cesa en este sector. Luego, hacia fines del Mioceno - Plioceno, la deformación principal se ubicó más al este y ocasionó la elevación de la Cordillera Frontal, esto generó el ascenso y basculamiento de la zona de Puente del Inca como un bloque relativamente rígido, con lo cual concluye la estructuración de la Cordillera Principal. Actualmente, las acumulaciones sedimentarias cuaternarias se encuentran en discordancia angular sobre las rocas previas, hallándose en posición subhorizontal sin mostrarse afectadas por estructuras de origen tectónico.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. Evolución geomorfológica del valle del río Las Cuevas

3.1.1. Etapa inicial de evolución

El valle del río Las Cuevas tiene una típica morfología debida a la acción de glaciares de valle. Muy sintéticamente, la evolución hasta este estado podría haber sido como se detalla a continuación.

Con posterioridad al levantamiento de la Cordillera de los Andes, ocurrido como consecuencia de la orogenia Andina en el lapso Mioceno-Plioceno tardío, el paisaje quedó sometido a denudación bajo la acción de procesos exógenos principalmente fluvial, glaciario, periglaciario y de remoción en masa.

A medida que la deformación andina en su migración hacia el este iba levantando los distintos frentes de corrimiento, la región montañosa comenzó a ser esculpida por la meteorización y las corrientes fluviales (Fig. 3.1A).

Finalizada la Fase Diaguita, en el Plioceno tardío, el paisaje quedó ascendido y estructurado con una configuración bastante similar a la actual.

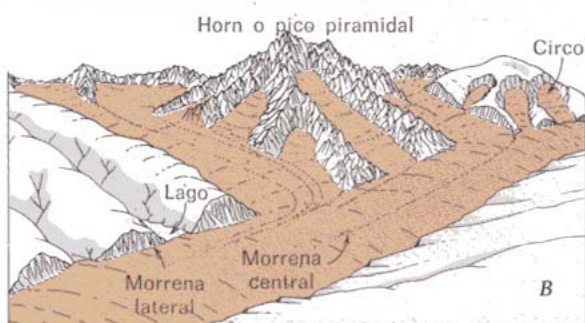


Figura 3.1A. Paisaje preglacial modelado por denudación fluvial.

Figura 3.1B. Etapa de máxima expansión de los hielos.

Figura 3.1C. Paisaje posglacial.

Sobrevino entonces una variación climática que hizo descender la temperatura anual por debajo de su nivel corriente y, por lo tanto, comenzó a acumularse hielo en las cabeceras de los valles más elevados. A medida que fue progresando la glaciación durante miles de años se fueron desarrollando, por erosión y acumulación, nuevas formas topográficas (Fig. 3.1B).

Durante el Pleistoceno se sucedieron varias etapas glaciarias, cada una de ellas terminó con una deglaciación y estuvo separada de la siguiente por un período interglaciario. Los sucesivos glaciares ampliaron y excavaron el valle, de modo que, cuando retrocedió el hielo quedó labrado un profundo valle glaciar, cuya sección transversal tiene una forma de U característica (Fig. 3.1C). A las formas del relieve modeladas y posteriormente abandonadas por el manto de hielo, las han modificado la meteorización principalmente bajo condiciones periglaciarias, los procesos de remoción en masa y el agua corriente. Precisamente, esta última efectuó una agradación en el fondo del valle (Fig. 3.2) debido a que las aguas de los ríos Las Cuevas y Horcones descendían cargadas de materiales desde los hielos en retroceso determinando niveles de depósitos glacioluviales y/o fluviales.

A continuación se describirán algunos caracteres morfológicos sobresalientes del valle del río Las Cuevas y los procesos geomorfológicos más activos.

3.1.2. Etapa posterior al retiro de los hielos

Con anterioridad al actual rejuvenecimiento fluvial al que está sometido, el valle del río Las Cuevas tenía un curso de régimen intermitente, debido a que el agua afloraba en superficie por tramos que alternaban con otros donde el curso se insumía en los depósitos fluviales, glacioluviales o de remoción en masa que se hallaban en el fondo del valle. Estos generaban, además, algún cuerpo de agua, debido a la obstrucción del drenaje.

En ese momento de su evolución, el perfil longitudinal del río Las Cuevas se puede suponer como

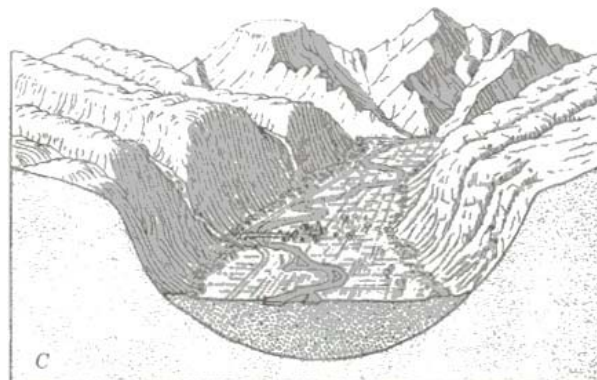


Figura 3.2. Aluviación de un valle glaciar.

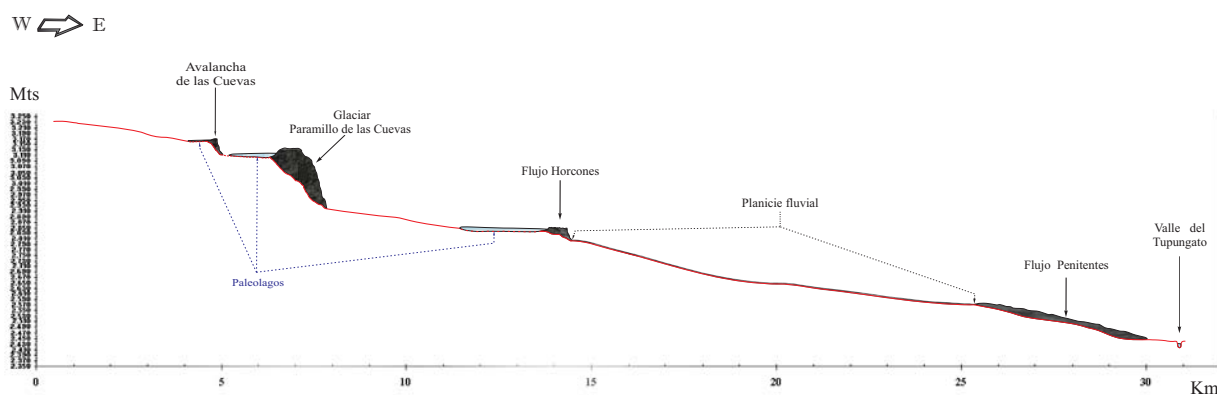
formado por varios segmentos, tales que cada uno difería de los contiguos, pero todos componían partes de un sistema extremadamente relacionado.

Así, a lo largo del río Las Cuevas se habrían sucedido a grandes rasgos, de este a oeste, los segmentos que se indican a continuación (Fig. 3.3). El primero correspondía a los depósitos del flujo Penitentes que ocupaba todo el fondo del valle. El siguiente tramo, hacia el poniente, pertenecía al flujo Horcones cubierto por depósitos fluviales. Aguas arriba, el flujo Horcones y la unión del río homónimo con el río Las Cuevas son los elementos que caracterizaban este segmento del valle. El próximo tramo habría estado representado por un cuerpo de agua (lago) debido al endicamiento producido en el valle por el flujo Horcones. La desembocadura del río Las Cuevas en dicho lago formó un depósito deltaico. Aguas arriba, el depósito de Paramillo de las Cuevas constituía un depósito glaciario que, de la misma manera que el flujo Horcones, se volcaba al valle del río Las Cuevas. En el tramo que seguía al poniente, el río Las Cuevas habría discurrido sobre una estrecha planicie aluvial.

Es interesante aquí hacer una pausa y comentar parte de los procesos que finalmente conduci-

rán a la formación del monumento natural Puente del Inca. Probablemente, durante la etapa posterior al retiro de los hielos, se produjo gran parte de la disolución y reprecipitación, asociada a rocas solubles (calizas y yesos), que constituyó el inicio en la generación del puente. Las rocas solubles aflorantes en la parte alta de la ladera sur del valle, fueron disueltas por las aguas meteóricas y de derretimiento y luego de infiltrarse a favor de los corrimientos de la Faja plegada y corrida afloraban por presión hidrostática, también controlados por la estructura (Ramos, 1993) en la parte baja de la ladera, ocasionando la cementación del detrito del pie de los taludes y de los depósitos del fondo del valle. En el área de Puente del Inca, el importante caudal de estos manantiales originó una costra de precipitados químicos de varios metros de espesor, que unió en un mismo bloque al material clásico coluvial, aluvial y de flujos. Aguas abajo, el curso del río Las Cuevas cargado de sales disueltas producía, por precipitación, la cementación de las gravas de su planicie aluvial, e incluso, en encharcamientos ubicados en las depresiones del irregular paisaje del flujo Penitentes se generaba precipitación química.

Paleoendicamientos a lo largo del perfil longitudinal del río Cuevas



Perfil longitudinal actual del río Cuevas

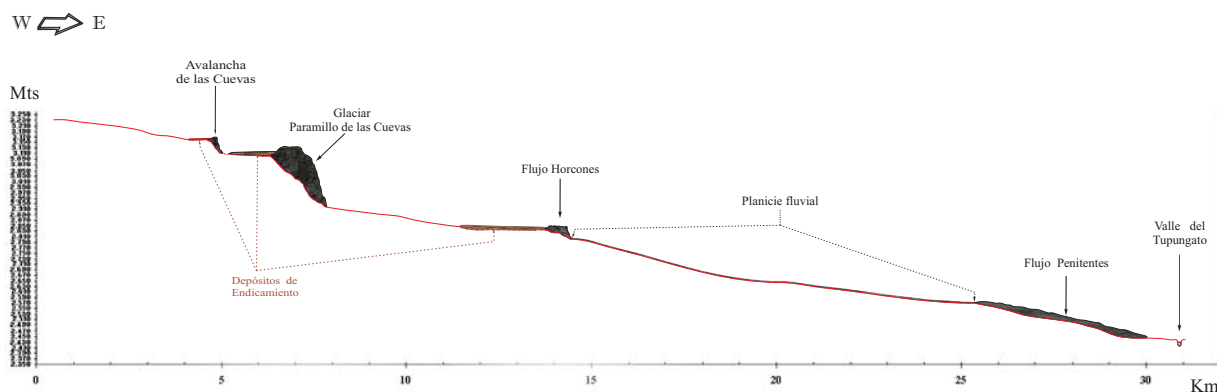


Figura 3.3. Perfil Cuevas - Horcones

3.1.3. Etapa actual

En una etapa posterior a la recién bosquejada, el valle del río Las Cuevas fue afectado por una onda de erosión retrocedente producto del rejuvenecimiento de la red fluvial, probablemente motivado por la disminución de la carga que tuvo durante los tiempos posglaciales. Dicha onda de erosión profundizó los depósitos del fondo del valle principalmente, aluviales y de remoción en masa, en parte conservados como terrazas de gravas. Además, comunica a través de un cauce continuo, estrecho y permanente, los distintos segmentos antes mencionados en el perfil longitudinal del valle del río Las Cuevas y desagua los cuerpos de agua ubicados en el mismo.

A continuación se indicarán los cambios operados por este rejuvenecimiento a lo largo del río Las Cuevas, en el mismo sentido en que habría avanzado la onda de erosión es decir desde la desembocadura hacia la cabecera.

La onda erosiva habría interceptado, en primer lugar, al depósito del flujo Penitentes en el que labró una estrecha garganta. Aguas arriba, sobre el primer evento del flujo Horcones, cubierto por depósitos fluviales, continúa un estrecho cauce, profundizado varios metros por debajo del piso del valle, entre paredes empinadas. El perfil expuesto por la profundización del río permite ver un depósito fluvial de escaso espesor cubriendo el depósito del flujo que constituye las márgenes del curso. En la mayor parte de su recorrido, el depósito fluvial próximo al curso actual, está coronado por una cos-

tra de precipitados químicos que cementa las gravas del depósito. En algunos tramos, esta costra parece intercalada en el depósito, debido a que los abanicos aluviales provenientes de los tributarios depositan su carga sobre el fondo del valle cubriendo la costra. No hay un importante desarrollo de terrazas con excepción de aquella formada por el antiguo piso del valle. El río ha ahondado su valle, sin un importante desplazamiento lateral del cauce (Fig. 3.4), en una primera etapa debido a la coraza protectora de los precipitados químicos y, actualmente, por la escasa erodabilidad de las márgenes compuestas por depósitos de flujo.

Así se llega hasta el área de Puente del Inca donde la onda erosiva retrocedente habría excavado el lecho del río por debajo del bloque de precipitados químicos que cementaban los materiales clásticos. De este modo, la onda de erosión continuó aguas arriba, pero tanto el espesor como el ancho de la costra de caliche hizo que ésta se mantuviera intacta a su paso, socavando por debajo de dicha costra, formando de este modo el Puente Natural (Fig. 3.5).

Aguas arriba, la onda de erosión retrocedente migró a lo largo de los ríos Las Cuevas y Horcones. La profundización a lo largo del río Las Cuevas separa al flujo Horcones de la ladera derecha del valle. Luego de atravesar el depósito de flujo permitió primero el descenso y finalmente el desagüe total del cuerpo de agua ubicado en el valle del río Las Cuevas al oeste del flujo Horcones (Fig. 3.3). Las evidencias geológicas de la existencia de este lago son los depósitos arcillosos que se apoyan dis-



Figura 3.4. Profundización del valle del río Las Cuevas al este de Puente del Inca



Figura 3.5. Monumento natural Puente del Inca.

cordantemente sobre el flujo Horcones, en el extremo occidental del mismo (Fig.3.6).

Hacia el oeste del depósito del flujo de Horcones, el piso del valle experimenta un cambio notable de morfología. Varios niveles de terrazas evidencian la profundización y erosión lateral originada por el río Las Cuevas sobre los depósitos deltáicos antes mencionados (Fig. 3.7). La erodabilidad de este tipo de litología favoreció la ampliación lateral. Tanto en los cortes de las terrazas que se observan entre el flujo Horcones y Paramillos de Las Cuevas, como en las excavaciones producidas por la extracción de áridos (Fig. 3.8), es posible ver como los depósitos pasan de arcillas (sobre el flujo Hor-

cones) a limos y arenas con intercalaciones de grava fina (cantera de áridos) y finalmente dominan las gravas gruesas y bloques que constituyen la carga de fondo del río Las Cuevas en las proximidades de Paramillos de Las Cuevas.

Los depósitos glaciares que se habrían volcado al valle del río Las Cuevas, en Paramillos de Las Cuevas, cierran prácticamente el valle. El río, que supera este obstáculo recostado sobre la margen derecha (sur), se estrecha reduciendo su sección transversal y experimentando un aumento proporcional de velocidad, que coincide con un gradiente empinado del curso en este sector que forma rápidos.

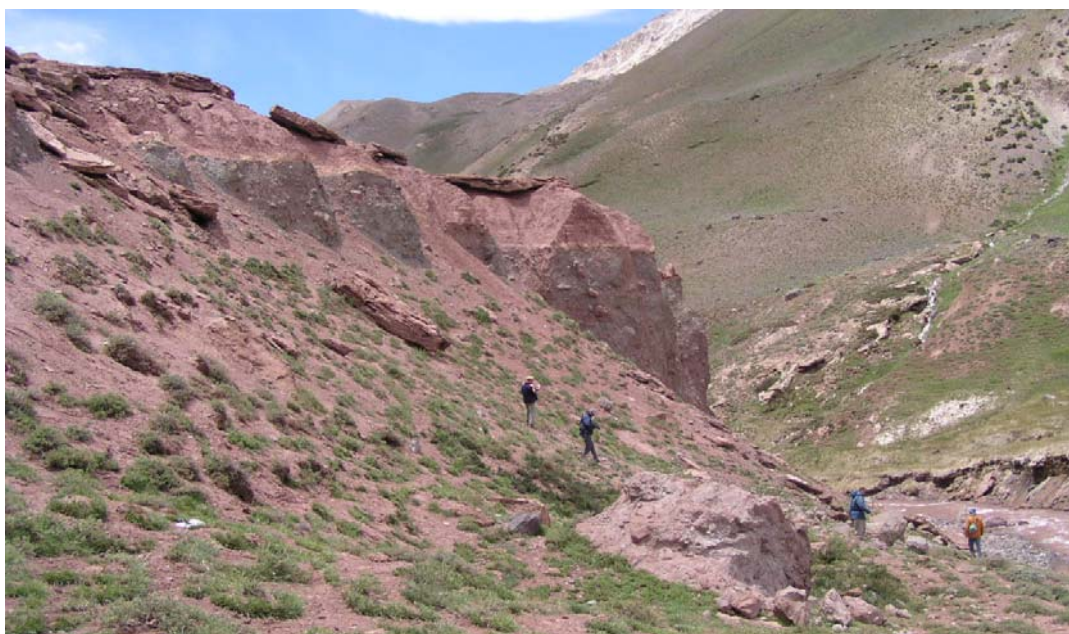


Figura 3.6. Arcillas lacustres depositadas sobre el drift Horcones al oeste de Puente del Inca.



Figura 3.7. Niveles de terrazas en el valle del río Cuevas al oeste de Horcones.

Aguas arriba del depósito de Paramillos, el mismo río que sobre éste fluía rápidamente por un cauce estrecho de gradiente empinado, ahora lo hace lentamente, con un hábito sinuoso, en un cauce más amplio con un gradiente bajo sobre una planicie aluvial prácticamente sin evidencias de profundización (Fig. 3.9). En este sector, el deslizamiento de Las Cuevas, cuyo volumen y velocidad le permitió cruzar todo el valle, produjo un endicamiento temporario del curso. Aguas arriba de Las Cuevas, el curso discurre con hábito entrelazado sin experi-

mentar ningún tipo de profundización sobre su planicie aluvial (Fig. 3.9). Finalmente, ya en la quebrada de Matienzo, el curso tiene una estrecha planicie aluvial que sufre un sinnúmero de estrangulamientos por depósitos provenientes de las laderas.

3.2. Asimetría del valle del río Las Cuevas en la zona de Puente del Inca

Un rasgo notable es el perfil asimétrico del valle del río Las Cuevas. El mismo resulta de las varia-

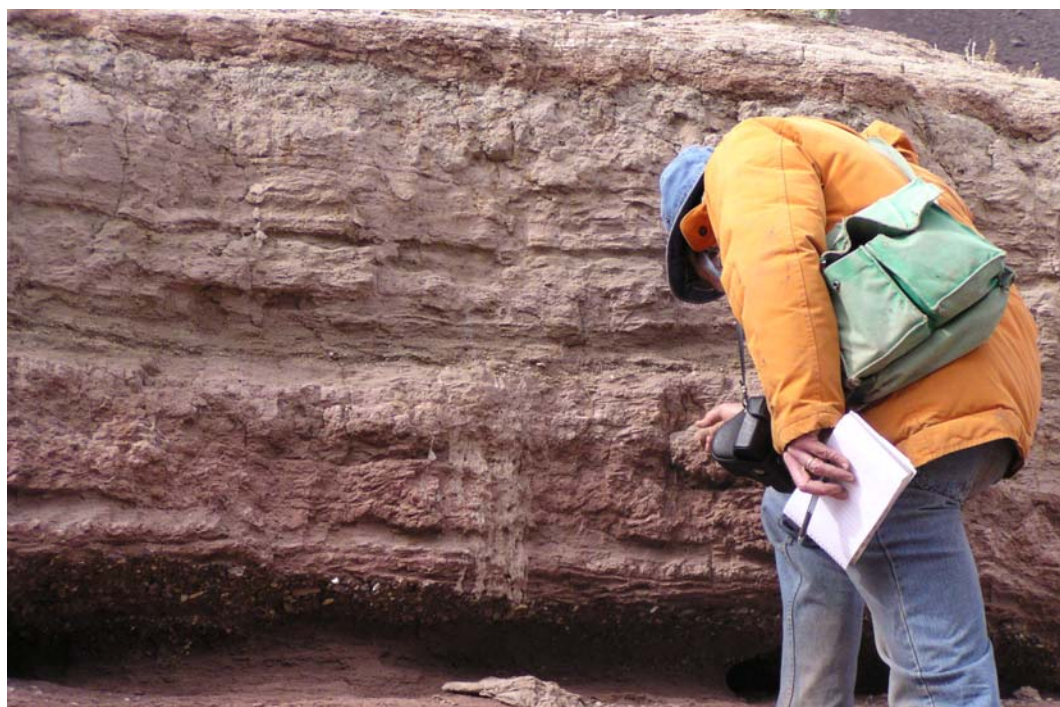


Figura 3.8. Depósitos de arenas, limos y arcillas con intercalaciones de gravas finas. Perfil de niveles de terrazas al oeste de Horcones.



Figura 3.9. Planicie aluvial del río Cuevas al oeste de la localidad homónima.

ciones en el microclima o paleomicroclima sobre laderas opuestas, como consecuencia de la insolación diferencial. El promedio de inclinación de las laderas es menor en la pendiente norte del valle, que ha sido más activamente erodada. En parte, la asimetría del valle puede ser heredada de las épocas frías del Pleistoceno cuando las condiciones periglaciarias estaban ampliamente esparcidas. En ese momento, los procesos periglaciarios y de remoción en masa fueron varios órdenes de magnitud mayores que los actuales. Bajo tales condiciones, la denudación fue favorecida por las pendientes con baja insolación (ladera norte del valle), donde las acumulaciones de nieve fueron más importantes. Estas pendientes más húmedas, bajo regímenes de congelamiento y descongelamiento (condiciones periglaciarias), promovieron la soliflucción y otros movimientos de ladera.

3.3. Análisis de las vertientes

Las laderas o vertientes no son sólo el producto de fenómenos gravitacionales, sino que son morfologías complejas genéticamente debidas a múltiples procesos: gravitacionales, tectónicos, periglaciares, glaciares y fluviales. Por ello, no hay una correspondencia biunívoca entre vertientes y acciones gravitacionales, sino que más bien las segundas dependen de las primeras.

Describir las vertientes que cubren todo el mapa geomorfológico a escala 1:25.000 sería un trabajo muy extenso, por lo que solamente se analizarán aquéllas del valle del río Las Cuevas, próximas a la localidad de Puente del Inca. Sin embargo, como una caracterización rápida de la topografía general, se podría decir que las divisorias de aguas son agudas,

dando como resultado un mínimo de tierras altas en los interfluvios. Por otro lado, salvo el caso del tributario principal (río Las Cuevas), no hay desarrollo de llanuras aluviales. Basándose en lo anterior, un alto porcentaje de la topografía está integrado por laderas o vertientes en general de alto gradiente.

Al analizar las pendientes del valle del río Las Cuevas deben considerarse varios procesos. En primer lugar, el modelado glaciario excavó profundamente el valle del río Las Cuevas, determinando en muchos casos una ruptura o cambio de pendiente entre aquellos segmentos que quedaron bajo las lenguas glaciares y los que se hallaban por sobre las mismas (Fig. 3.1C). Otra característica que conviene destacar es que actualmente sólo los tributarios más importantes del río Las Cuevas (quebradas de los arroyos del Panta, Puquios, Santa María y de Vargas) vuelcan sus aguas en concordancia con el río principal, las quebradas más pequeñas no han excavado sus valles con la misma velocidad y por lo tanto sus fondos se hallan a gran altura con respecto al nivel del valle principal, quedando como valles colgados (Fig. 3.10).

Tectónica y litología se combinan para que en las laderas se presenten cornisas a distintos niveles inclinadas hacia el oeste. Las cornisas representan litologías más resistentes intercaladas en la secuencia. Las que más se destacan corresponden a los filones de la Traquita Puente del Inca, pero además dentro de la secuencia sedimentaria hay capas más resistentes que sobresalen en el perfil como cornisas. El control tectónico determinó que estas cornisas se inclinen al oeste, debido a que forman parte de la Faja plegada y corrida del Aconcagua.

A la altura de la localidad de Puente del Inca, la ladera sur es en general de superficie plana, con

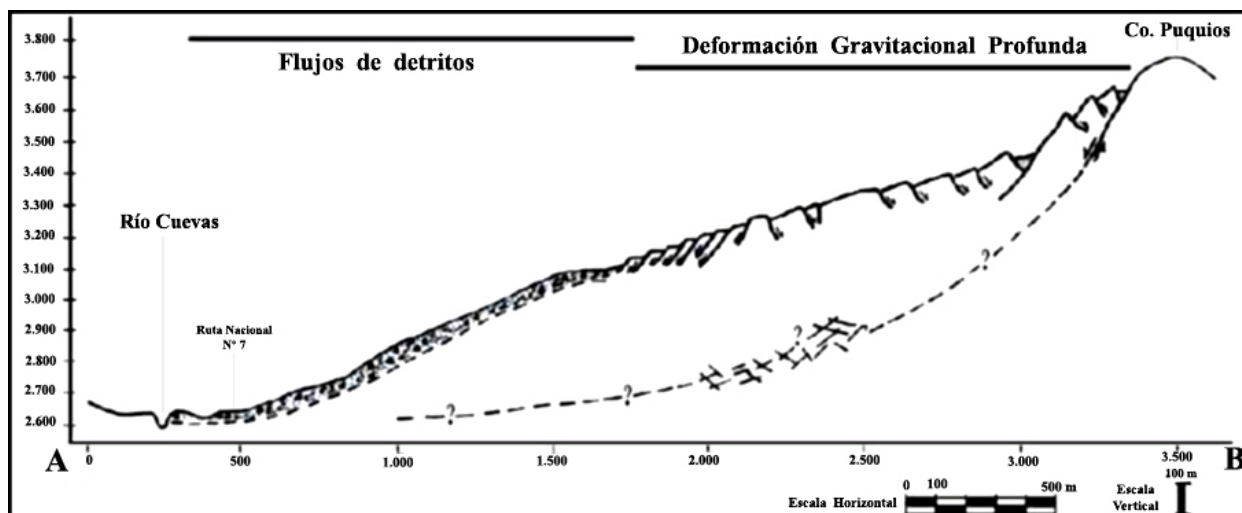


Figura 3.10. Perfil transversal esquemático de la deformación gravitacional profunda.

un perfil principalmente rectilíneo que puede variar a ligeramente cóncavo o convexo. En este sector, varias quebradas tributarias se hallan colgadas con respecto al valle del río Las Cuevas. Hay hasta cinco cornisas intercaladas en la pendiente las que generan escarpes de caída. Al pie de la ladera hay un talud de transporte importante representado por conos de talud y conos aluviales con gran participación de flujos de detritos, estos últimos asociados genéticamente a las quebradas tributarias colgadas. En dirección al naciente perduran en la pendiente estas formas de erosión y acumulación interrumpidas por algún abanico aluvial de amplio desarrollo (quebrada de Vargas) o por la interposición de depósitos morénicos.

La ladera norte del valle del río Las Cuevas muestra una mayor variación en sus pendientes. Aproximadamente desde el edificio de la Aduana hasta el comienzo de las construcciones pertenecientes al regimiento, la pendiente es de superficie y perfil cóncavos, se trata por lo tanto de una pendiente de lavado que concentra las aguas, lo que explica la existencia de abundantes flujos de detritos y flujos vinculados a las etapas criogénicas más antiguas. Hacia el este, atrás del regimiento y del Barrio Militar, la pendiente es de superficie plana y de perfil ligeramente convexo. En la parte superior hay cornisas de calizas de la Formación La Manga que originan caídas de rocas. Hacia abajo presenta taludes de transporte de escasa potencia y flujos de detritos que removilizan depósitos morénicos y otros vinculados a pequeños nichos de nivación drenados por surcos fluviales, donde se encauzan los flujos de detritos. En dirección de la quebrada del Panta (arroyo Cementerio), la ladera disminuye su gradiente, se recuesta alejándose del río Las Cuevas debido a que la vertiente comienza a ser afectada también por el arroyo tributario (arroyo Cementerio). En este sector se hallan depósitos morénicos bien conservados, a cuyo pie se forman

pequeños abanicos aluviales generados por quebradas menores que atraviesan los depósitos morénicos. Tanto el arroyo del Cementerio como el arroyo Puquios desarrollan amplios abanicos aluviales. La vertiente entre estos dos cursos tiene una ladera de caída (vertical a subvertical) representada por afloramientos de la Formación Alto Tupungato, a cuyo pie se conforma un talud de transporte. Más abajo, la pendiente culmina con varios niveles de morenas laterales en parte removilizadas por flujos de detritos.

Al este del arroyo Puquios, la vertiente norte del valle del río Las Cuevas muestra una morfología muy particular. En ella se destaca un brusco cambio de pendiente ubicado aproximadamente a los 3100 metros. Hacia abajo, la pendiente es empinada, resultado de la erosión glaciaria. En cambio, hacia arriba, la parte superior de la ladera tiene una suave pendiente que se extiende hasta la cresta que actúa como divisoria de aguas entre los valles de los ríos Las Cuevas y Santa María. En este sector, Espizúa *et al.* (1993) destacaron la presencia de siete flujos y un deslizamiento de tipo rotacional que cubren un área de 6 km².

A juicio de los autores del presente trabajo, la interpretación difiere de la anterior porque se considera que se trata de un movimiento complejo (Varnes, 1978), que consiste en la combinación de una deformación gravitacional profunda y flujos asociados. Éstos son complementarios, debido a que la estructuración de la masa movilizada por la deformación gravitacional en su zona distal es aprovechada en las cabeceras o zona de arranque de los flujos (Fig. 3.10).

La deformación gravitacional profunda se da en la parte alta de la ladera, generando estructuras de tracción en el macizo rocoso. En el sector distal de este primer movimiento, las roturas tensionales de la masa son activadas a favor de un brusco cambio de pendiente, produciendo el descenso de los

bloques separados por las estructuras de tracción. Éstos ya constituyen las cabeceras del segundo movimiento, que culmina con extensos flujos de detritos que llegan hasta el valle del río Las Cuevas (Fig. 3.10).

La cresta antes mencionada que forma el interfluvio entre los ríos Las Cuevas y Santa María tiene una escarpa principal de orientación sudoeste de aproximadamente 100 m de altura y que corresponde a la corona o zona de arranque del movimiento.

Más abajo hay dos escarpas secundarias de menor desarrollo vertical, pero dispuestas mirando hacia la parte alta de la pendiente, es decir de orientación nordeste. Justamente, la evidencia de campo de estas deformaciones gravitacionales es la formación de escarpas mirando pendiente arriba alineadas más o menos paralelas con los contornos de las pendientes. Los alineamientos así dispuestos sugieren que las escarpas son producidas por fallamiento normal, con las fallas inclinando en sentido contrario a la pendiente, es decir hacia adentro del macizo rocoso (Fig. 3.10). Hacia abajo, la pendiente es de menor gradiente y aparece una sucesión de ondas suavemente curvadas y concéntricas que son el reflejo del marcado agrietamiento (estructuras de tracción) desarrollado sobre la ladera. La meteorización *in situ* y el desarrollo de suelos esqueléticos han suavizado los escalones rocosos y las escarpas que miran pendiente arriba. Aun así, la estructuración de la ladera se infiere porque estas lomadas (ondas) son superficialmente asimétricas. Pendiente arriba tienen una cubierta detrítica sobre afloramiento rocoso (escarpa asociada a estructuras de tracción), en cambio pendiente abajo tienen formación de suelos sobre la ladera original.

El movimiento descrito hasta aquí es lento y ha sido vinculado al grupo del reptaje. Su límite con el sustrato rocoso estable (fractura de cizalla) es indiferenciado (Fig. 3.10). Las estructuras de tracción antes mencionadas favorecen la infiltración de agua, principalmente de deshielo, a través de las grietas; si a esto sumamos el brusco cambio de gradiente que se produce ladera abajo, se pasa de un lento reptaje de macizo rocoso (deformación gravitacional profunda) a rápidos flujos de detritos. Éstos constituyen un evento repetitivo que afecta el camino internacional a Chile que atraviesa los lóbulos distales de los flujos.

Los factores que causan este tipo de inestabilidad de pendientes son variados y ellos resultan generalmente de una combinación de cambios en las condiciones naturales de las pendientes (Mahr, 1977). Un factor importante es la erosión reciente que ha labrado profundos valles, de laderas empinadas, en cordones montañosos jóvenes. Como respuesta se produce una relajación (extensión) de la ladera, por la liberación del es-

fuerzo residual vinculado a la presión tectónica, después que los valles son profundizados. La otra alternativa es que estos movimientos puedan resultar del sobrepinamiento generado sobre las pendientes por erosión glaciaria. Las laderas se tornan inestables cuando el retroceso glaciario quita el soporte que representaba la masa de hielo, originándose entonces reajustes por relajación de las laderas. También las sacudidas sísmicas son uno de los factores que genera una predisposición para la ocurrencia de deformaciones gravitacionales profundas. La meteorización es otro factor que puede causar un decrecimiento en los parámetros de la resistencia mecánica de las rocas, sobre todo en las áreas montañosas que fueron englazadas, luego soportaron condiciones periglaciares y hoy tienen climas fríos de alta montaña. Cotecchia y Melidoro (1974) destacaron que fuertes tormentas vinculadas a anomalías climáticas pueden convertirse en importantes factores desencadenantes.

En esta zona del río Las Cuevas, probablemente se han combinado varios, si no todos los factores recién mencionados para provocar inestabilidad en las laderas. La zona fue ascendida como consecuencia de la tectónica andina durante el Mioceno superior al Plioceno y, a partir del Pleistoceno medio, fue afectada por las glaciaciones, que habrían retrocedido de la zona en cuestión en el Pleistoceno tardío, quedando así expuesta a los procesos citados durante el Holoceno. Con relación a la sismicidad, Espizúa *et al.* (1993) destacaron que el área en cuestión se encuentra en una activa zona sísmica, que en los próximos 100 años podría sufrir un sismo de magnitud 7 (Fernández, 1985).

Una característica importante puntualizada por Terzaghi (1962), y que posiblemente tenga mucha relación con lo que está pasando en el valle de Las Cuevas, es el movimiento del agua en las pendientes rocosas de las altas montañas inestabilizadas por estos movimientos. En varios lugares del mundo grandes manantiales se ubican debajo de las pendientes disturbadas por deformaciones gravitacionales profundas. En el ejemplo que se ilustra, las deformaciones gravitacionales profundas evolucionan pendiente abajo a fases de flujos de detritos, que requieren una considerable cantidad de agua para movilizarse. Esta podría provenir de la infiltración de aguas de fusión a favor de las estructuras de tracción que caracterizan a la ladera afectada por la deformación gravitacional profunda.

Desde el sector recién descrito y hasta la quebrada de Santa María, la vertiente norte del valle del río Las Cuevas tiene una ladera de caída desarrollada principalmente en rocas ígneas del Grupo Choiyoi. A partir de la base de ésta se forma un talud de transporte y finalmente al pie de la ladera hay varios niveles de morenas laterales.

3.4. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones

3.4.1. Introducción

Un capítulo aparte es el tratamiento del drift Horcones, como lo define Espizúa (1989). Estos depósitos también fueron asignados a la glaciación que afectó a la cuenca del río Mendoza por Enjalbert (1957), Viers (1965), Salomón (1969), Bustos (1977), Corte y Espizúa (1981), Suarez (1983), Kule (1985) y Rabassa y Clapperton (1990), entre otros.

Posteriormente, Pereyra y González Díaz (1993) y Pereyra (1996), reinterpretaron a estos depósitos como un movimiento de tipo complejo que habría comenzado como una serie de deslizamientos y pasa, en su parte distal, a flujos de detritos.

Más allá de la discusión científica sobre las distintas interpretaciones, y desde un punto de vista práctico, considerando el objetivo de este informe, se debe discutir el tema porque desde la óptica de los riesgos geológicos es muy distinto interpretar a estos depósitos como glaciarios o producto de la remoción en masa. Si fueran depósitos glaciarios, asignados al Pleistoceno (alrededor de 20.000 años A.P., según Espizúa, 1989), no habría peligrosidad o riesgo geológico asociado a ellos, que pudiera afectar a la localidad de Puente del Inca. Por el contrario, si los mismos fueran el resultado de movimientos de remoción en masa, el riesgo geológico sobre dicha localidad sería enorme, porque los movimientos, como deslizamientos y flujos, pueden repetirse en el mismo lugar en el que se han dado anteriormente; la prueba está en que uno de los criterios para determinar la peligrosidad geológica es conocer donde y cuando ocurrieron los procesos en el pasado. Además, si se considera el volumen del depósito y el enorme tamaño de algunos bloques incluidos en el mismo, se debe pensar que si el depósito fue consecuencia de deslizamiento y flujo, ese flujo debió ser rápido y entonces de alta peligrosidad.

Es por esto, que discernir sobre la génesis de los mismos es importante para el análisis de los riesgos geológicos no sólo en la localidad de Puente del Inca sino, además, en el tramo correspondiente al corredor trasandino.

3.4.2. Metodología

En la investigación del drift Horcones se prestó especial atención a la morfología superficial del depósito, a su ubicación y extensión en los valles y a su volumen. Se analizaron, además, las características morfológicas de los valles de Horcones inferior, Horcones, Tolosa y Las Cuevas, comparándose a éstos con otros valles de la zona. Se estudió también detalladamente la pared sur del cerro Aconca-

gua, al advertirse en ella algunas morfologías anómalas y/o poco comunes.

Para todos estos análisis se efectuó una fotointerpretación, con fotogramas a escala 1:50.000; también se interpretaron imágenes satelitales Aster, a partir de las cuales se confeccionaron, además, modelos topográficos digitales y finalmente se realizaron tareas de campo. Durante estas últimas, se efectuaron observaciones de las características sedimentológicas de los depósitos ubicados a lo largo de los valles mencionados, recolectándose muestras para efectuar análisis composicionales (mineralogía) y texturales (granulometría y redondez).

Por último se hicieron dataciones absolutas por los métodos carbono 14 (^{14}C) (sobre depósitos fluviales y lacustres) y nucleidos cosmogénicos sobre bloques superficiales de los depósitos en discusión.

El análisis de toda esta información permitió finalmente interpretar la génesis de los diferentes depósitos, la edad de los procesos que los originaron y los condicionantes y detonantes que los produjeron.

3.4.3. Análisis morfológicos

La pared sur del cerro Aconcagua. Sobresale en el paisaje debido a su gran altura (2430 m) y se destaca además por la presencia de glaciares ubicados en ella a distintas alturas (Glaciar superior, Glaciar medio y Glaciar inferior) como se aprecia en la Figura 3.11.A. El Glaciar superior nos ha llamado la atención, porque se comunica a través de un pequeño escalón con el Ventisquero de Los Relinchos (glaciar que fluye hacia el valle del río de Las Vacas). Por otro lado, este último glaciar también tiene características muy particulares, pues finaliza en la pared sur del cerro Aconcagua, sin una cuenca de alimentación o circo glaciario. Partiendo de la observación morfológica se puede unir en una sola lengua glaciaria al Glaciar superior y al Ventisquero de Los Relinchos, fluyendo (en el pasado) en un valle hacia el este, como lo hacen el Glaciar del Este y el Ventisquero Ameghino (Fig. 3.11B). Estas tres lenguas glaciarias coinciden en altura (Fig. 3.11C) a diferencia del glaciar del Horcones inferior, mucho más profundizado en el paisaje por erosión diferencial como consecuencia de un tema de asimetría por orientación respecto de la insolación. Para completar este esquema, solo hace falta una divisoria o interfluvio entre el valle del Glaciar superior-Ventisquero de Los Relinchos y el valle del Horcones inferior, la que se interpreta existió (Fig. 3.11C₁) en tiempos de la glaciación cuaternaria.

La zona de Confluencia. Esta zona lleva ese nombre porque allí se unen los valles del Horcones inferior y del Horcones superior. El sector es un poco más amplio que cada uno de los valles individualmente. Esta característica hizo que allí se emplazaran varios tipos de depósitos. Espizúa (1989)

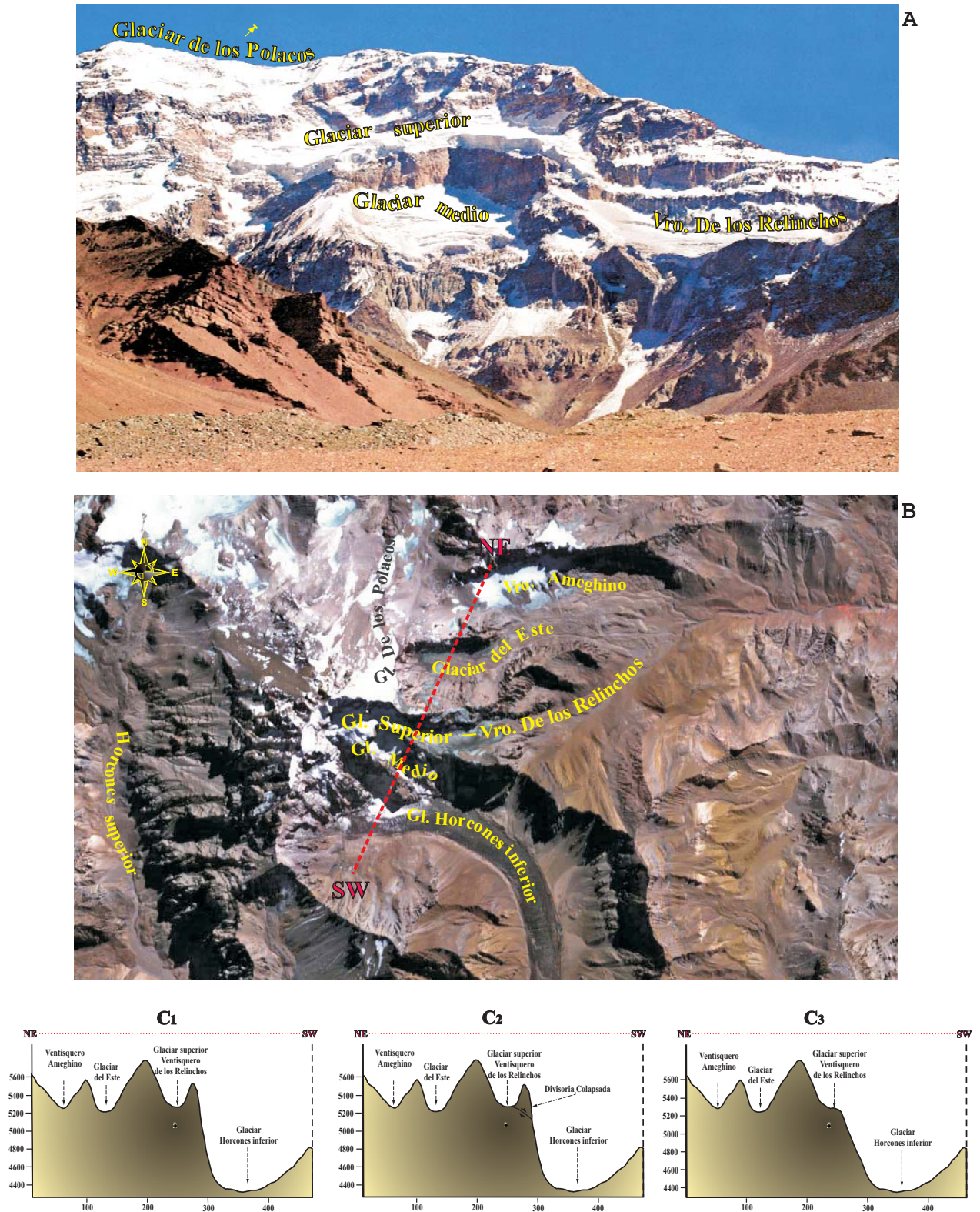


Figura 3.11. Fotografía, imagen y perfiles de la pared sur del C° Aconcagua.

describo en la zona 6 distintos depósitos de drift (Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes, Confluencia y morenas indiferenciadas). De ellos, las morenas de los Drift Punta de Vacas, Penitentes y Confluencia pueden identificarse como depósitos glaciares porque conservan la morfología impuesta por el proceso. Pero parte de los depósitos mapea-

dos como morena Horcones, morena Almacenes y morenas indiferenciadas tienen una morfología y composición que complica su interpretación como depósitos glaciares. En la desembocadura de la quebrada de Tolosa se observa un depósito que se caracteriza por una morfología superficial de suaves elevaciones y depresiones (*hummocks*) compuesto

por una brecha grisácea, casi monolítica de clastos y bloques angulosos internamente fracturados, que corresponden a las volcanitas aflorantes en la parte superior del cerro Aconcagua (Grupo Aconcagua). Las mismas brechas cubren depósitos glaciares rojizos que Espizua (1994) asignó al Drift Penitentes en la barranca ubicada a margen izquierda del Horcones inferior en la zona de Confluencia. Entre la brecha grisácea y el depósito glaciar rojizo hay una delgada intercalación de depósitos fluviales rojizos.

Entre Confluencia y la quebrada del Durazno, el valle de Horcones se estrecha. Aquí sólo hay escasos depósitos de morenas laterales.

El valle del río Horcones. El valle del río Horcones, aguas abajo de la desembocadura del arroyo Durazno, se halla relleno por el depósito de Horcones. Éste sobresale en el paisaje por su gran volumen y por una morfología superficial muy particular. El río Horcones está recostado sobre la margen izquierda del valle, donde labró una estrecha garganta.

El área cubierta por el depósito es de aproximadamente 6 km², su espesor está expuesto en Confluencia pero en el tramo del valle de Horcones que está en consideración, en ninguna parte se ve un perfil completo, pero se estima que el depósito puede exceder los 30 m de potencia a través de la mayor parte de su área. De acuerdo con esto se estima que su volumen podría ser de al menos 180 x 10⁶ m³ para el sector en análisis, pero no se debe olvidar que desde el Horcones inferior hay restos del depósito.

La morfología superficial del depósito se caracteriza por una sucesión de elevaciones y depresiones,

representadas por montículos cónicos o elongados de 5 a 10 m de altura y entre 15 y 30 m de diámetro (Fig. 3.12). Hay, además, algunas dolinas pequeñas en la parte distal del depósito y muy pocas depresiones con lagunas, lo cual nos indica la presencia de un sustrato impermeable.

Los montículos son redondeados y suaves en superficie y en las depresiones se han desarrollado suelos. En un perfil producto de un corte de camino se ha observado un suelo en estas depresiones, cubierto por material detrítico proveniente de los montículos que rodean la hondonada, a modo de microtaludes convergentes. Esto es una evidencia de la erosión superficial que afecta al depósito y que ha suavizado su morfología. Esta removilización de material desde la parte alta de los montículos hacia las depresiones que los rodean ha suavizado considerablemente la superficie original del depósito. A ella han contribuido además de la gravedad, los procesos periglaciares, la meteorización superficial y la depositación eólica.

El valle del río Las Cuevas. El borde distal del depósito de Horcones se ubica en la confluencia de los valles de los ríos Horcones y Las Cuevas. Este borde distal del depósito de Horcones está perfectamente definido y tiene una altura variable entre 5 y 10 metros, lo que permite separar al depósito en cuestión de los terrenos circundantes. Estos últimos corresponden a un depósito también de morfología irregular, pero más suavizada que la del depósito de Horcones. En este sector hay además brechas cementadas asociadas con afloramientos de yeso en el piso del valle. El perfil de los depósitos que rellenan el valle en este sitio, se observa en el corte producido por el río Las Cuevas. Allí se puede

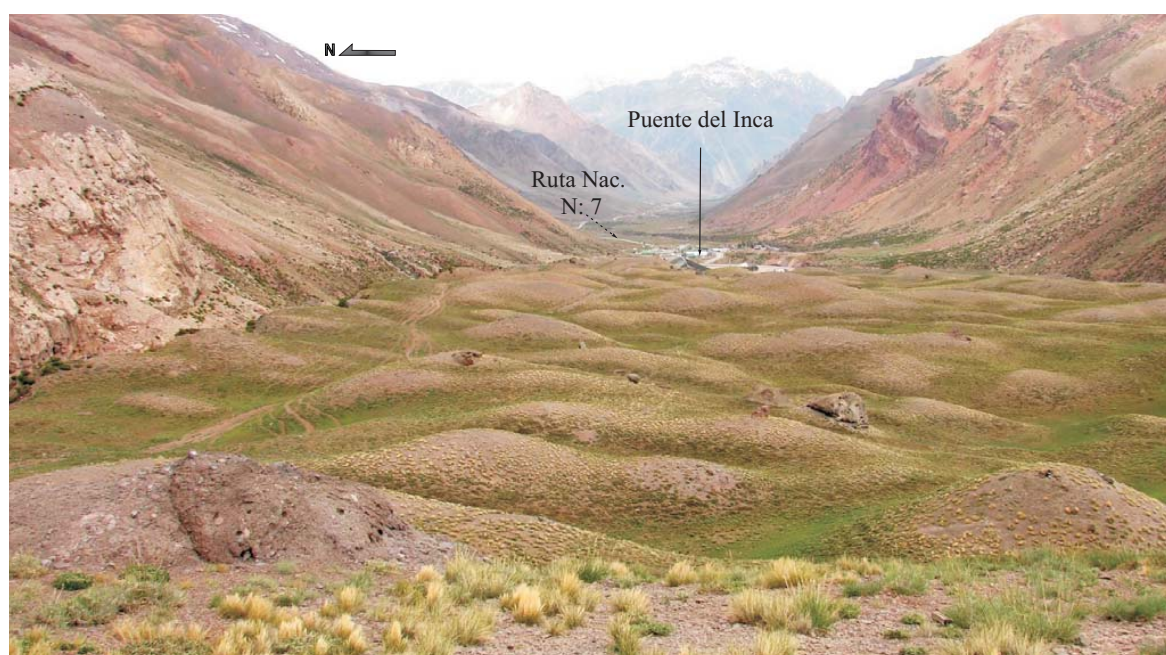


Figura 3.12 Morfología del depósito de Horcones.

ver que las características del depósito son las mismas que las descritas en el depósito de Horcones. Además en este sitio hay depósitos lacustres compuestos por arcilitas y limonitas finamente laminadas que sobreyacen a los anteriores.

3.4.4. Características sedimentológicas y análisis mineralógico y textural de los depósitos

Estas características han sido analizadas en el interesante perfil que expone la barranca ubicada en la margen izquierda del río Horcones inferior, justo frente a su unión con el río Horcones superior (Confluencia) y en los perfiles que la profundización del río Horcones expone sobre el depósito homónimo.

El perfil de Confluencia (Fig. 3.13) de aproximadamente 20 metros expone en su tercio superior un depósito de tonalidad general grisácea, compuesto por una brecha con bloques de varios metros de diámetro, dispersos en una matriz brechosa, mal seleccionada y predominantemente de la misma composición de los bloques. Estos últimos muestran las litologías típicas de las vulcanitas del Grupo Aconcagua (lavas brechas y piroclastitas dacítico-andesíticas).

Algunos sectores de la matriz engloban materiales rojizos de las mismas características que el depósito inferior de la barranca, pero su porcenta-

je no es grande, por lo que el depósito superior conserva la tonalidad grisácea de su litología predominante.

La parte inferior de la barranca contrasta con la anterior, no sólo por su coloración rojiza, sino, además, por su textura. Posee bloques menores en tamaño y cantidad, de contornos redondeados a subangulosos inmersos en una matriz con abundante porcentaje de material arcilloso rojizo y, además, arenas y gravas redondeadas a subredondeadas. Estos depósitos son similares a los del till Penitentes descrito por Espizua (1989), ubicados en los laterales del valle del Horcones, a 100 o 150 m por encima del piso de valle actual. Todos estos depósitos semejantes a los till clásicos son depósitos de revestimiento de los laterales de valle (morenas laterales), que registran episodios glaciares anteriores.

En relación con las características litológicas del depósito de Horcones, lo primero que se destaca en los perfiles es una alternancia de tonalidades grisáceas y rojizas en el depósito. Enfocando la atención en este aspecto es como si el cuerpo principal del depósito compuesto por materiales detríticos grisáceos hubiera incorporado masas de material detrítico rojizo, las que se hallan totalmente rodeadas por el primero (Fig. 3.14). Los bordes entre los materiales detríticos de distinta tonalidad están bien definidos, esto indica que a pesar de haberse mezclado, predomina la individualidad de cada depósi-

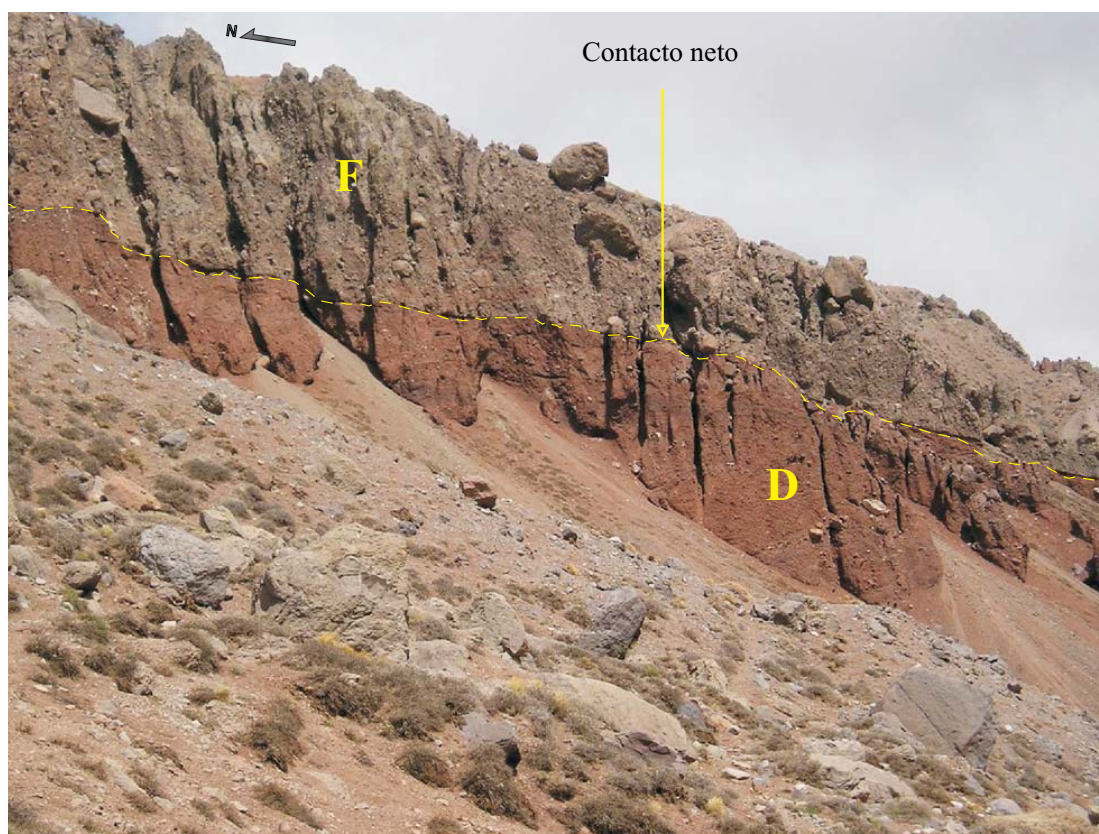


Figura 3.13. Foto del Perfil de Confluencia.

to, lo cual es una prueba que no han sufrido una completa homogenización durante la mezcla. Estas características tienen su correlato en la composición mineralógica que se describirá más adelante.

Analizando finalmente ambas litologías, los materiales grisáceos son brechosos, mal seleccionados y monolitológicos. Varían desde bloques decamé-

tricos a materiales finos (areno-limosos). En todas estas clases de tamaño, el material es anguloso a muy anguloso y está compuesto por las volcanitas del Grupo Aconcagua (lavas, brechas y piroclásticas), que afloran en las cabeceras del valle del Horcones inferior labrado en la pared sur del Aconcagua. Esta brecha monolitológica es consistente con

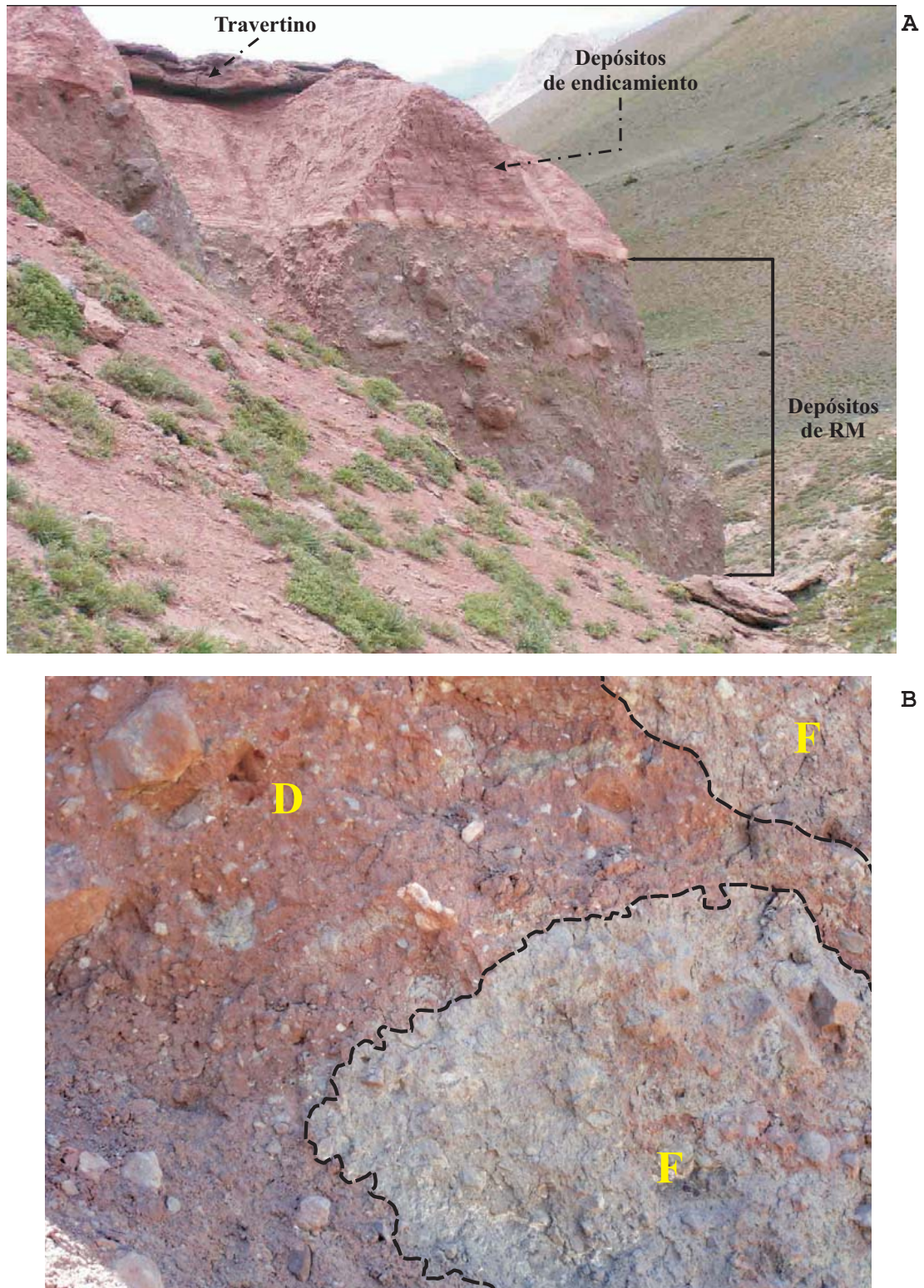


Figura 3.14. Características litológicas del depósito de Horcones en el valle del río Cuevas. A: Perfil general. B: Detalle de los contactos (F= Flujo ; D= Drift).

un origen a partir de un movimiento de ladera en donde los materiales han sufrido una intensa fracturación.

Por el contrario, el material detrítico rojizo se caracteriza por mayor abundancia de matriz fina, de la que un importante porcentaje es arcilloso. Los bloques de menor tamaño se hallan también en menor cantidad y muestran bordes redondeados del mismo modo que el material tamaño grava. Su composición litológica refleja que proviene eminentemente de las sedimentitas mesozoicas que afloran en el área (esencialmente formaciones Diamante y Tordillo), como se analizará más adelante. Estos materiales detríticos rojizos son asimilables a los depósitos glaciares aflorantes en el perfil de Confluencia y como morenas laterales a lo largo del valle de Horcones.

3.4.4.1 Características mineralógicas de los depósitos

La composición de todas las muestras analizadas se reporta en la Tabla 3.1. A continuación se describen las observaciones fundamentales que surgen en la zona de Confluencia y en el valle de Horcones. La ubicación de las muestras analizadas se puede ver en la Figura 3.15.

Zona de Confluencia

El perfil de Confluencia (Fig. 3.13), antes citado, presenta dos tipos de depósitos claramente reconocibles por su diverso color y posición estratigráfica: rojizos (más antiguos) y grises (más jóvenes). La composición mineralógica del material fino de ambos materiales ha sido esquematizada en la Tabla 3.2a y 3.2b.

La comparación mineralógica entre los dos depósitos (Tablas 3.1 y 3.2), pone de manifiesto que el nivel gris se caracteriza esencialmente por sus mayores contenidos de plagioclasa así como menores de cuarzo, hematita y calcita, respecto al rojo. Asimismo, en el depósito gris resulta más frecuente y abundante la presencia de tremolita, laumontita y alunita que en el rojizo.

Sobre la base de la mineralogía, resulta consistente que el área de proveniencia de este material gris, corresponda a las rocas andesíticas (lavas, brechas y tobos) del Grupo Aconcagua.

Los elevados porcentajes de plagioclasa que presentan las muestras reflejan tanto la significativa abundancia de este mineral en las rocas andesíticas, como así también la formación de albita secundaria, de acuerdo a los valores discriminados en la Tabla 3.1. Esta última especie junto a clorita, tremolita, calcita, fengita y laumontita son fases típicas de la alteración propilítica que afecta a las

Depósito rojizo (muestras H06, H07, H10, H18, H19, H22)					
Siempre presentes		Muy frecuentes (5/6 muestras)		Otros minerales	
mineral	Rango	mineral	rango	Mineral	Rango
Plagiocasa	32 - 59 %	Clinocloro	6 - 18 %	Dolomita	3 - 5 % (2/6 muestras)
Cuarzo	14 - 23 %	Fengita	2 - 18 %	Tremolita	~ 1 % (2/6 muestras)
Calcita	6 - 33 %			Yeso	~ 4% (1/6 muestras)
Hematita	2,4 - 5,5 %			Laumontita	~ 1 % (1/6 muestras)
				Alunita	~ 1 % (1/6 muestras)

Tabla3.2a. Composición mineralógica de los depósitos rojizos inferiores (Fig. 3.13).

Depósito gris (muestras H05 , H08 , H09 , H14 , H15 , H16)			
Siempre presentes		Otros minerales	
Mineral	rango	mineral	Rango
Plagiocasa	50,9 - 73 %	Tremolita	1,6 - 7 % (4/6 muestras)
Cuarzo	8 - 17 %	Fengita	9 - 15,4 % (2/6 muestras)
Clinocloro	1,7 - 12 %	Calcita	2,9 - 4,4 % (2/6 muestras)
Hematina	1,5 - 3,2 %	Laumontita	1,6 - 5,5 % (2/6 muestras)
		Alunita	1,2 - 2,1 % (3/6 muestras)

Tabla 3.2b. Composición mineralógica de los depósitos grisáceos superiores (Fig. 3.13).

SITIO DE MUESTREO	MUESTRA	M I N E R A L E S																REDONDEZ					GRANULOMETRIA				
		Plagioclasa		Qtz	Hem	Cal	Cchl	Phg	Tr	Alu	Lmt	Dol	Or	Gp	Hs	Ank	Ilm	Py	A	SB	SR	R	MR	Lodo	Arena	Grava	
		Lab	Alb																								Tot
Confluencia	Map. H-05	57,05	20,11	77,16	11,79	2,56	-	4,11	-	4,39	-	-	-	-	-	-	-	-	98,24	1,77	-	-	-	-	45,30	22,70	32,00
Confluencia	Map. H-06	58,26	-	58,26	21,45	4,68	8,44	6,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	96,65	2,31	1,05	-	-	-	50,00	22,70	27,40
Confluencia	Map. H-07	-	49,87	49,87	14,77	5,47	8,29	17,78	-	-	-	-	-	3,82	-	-	-	-	97,94	1,87	0,19	-	-	-	45,40	19,50	35,10
Confluencia	Map. H-08	73,86	3,54	77,40	8,46	1,53	2,94	2,78	-	6,90	-	-	-	-	-	-	-	-	95,23	3,94	0,72	0,12	-	-	47,10	27,50	25,40
Confluencia	Map. H-09	62,79	9,82	72,61	15,64	1,71	-	1,72	-	6,74	1,58	-	-	-	-	-	-	-	100,00	-	-	-	-	-	47,90	12,60	39,40
Confluencia	Map. H-10	27,27	19,59	46,86	15,74	3,27	7,60	6,12	17,77	1,41	-	1,23	-	-	-	-	-	-	99,31	0,69	-	-	-	-	51,10	20,30	28,70
Confluencia	Map. H-14	58,93	2,23	61,16	13,79	2,46	-	11,84	9,09	-	-	1,66	-	-	-	-	-	-	96,96	2,61	0,44	-	-	-	48,00	17,70	34,30
Confluencia	Map. H-15	66,27	2,55	68,83	16,91	3,16	-	8,97	-	-	2,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	46,10	16,10	37,80
Confluencia	Map. H-16	27,15	23,78	50,93	11,53	2,15	4,36	7,22	15,42	1,63	1,24	5,53	-	-	-	-	-	-	94,67	4,51	0,62	0,21	-	-	43,60	27,80	28,50
Confluencia	Map. H-18	25,99	18,34	44,33	18,24	3,43	7,73	6,03	17,93	0,97	1,35	-	-	-	-	-	-	-	95,58	3,95	0,47	-	-	-	50,10	19,60	30,30
Confluencia	Map. H-19	28,80	11,22	40,02	22,88	3,95	6,55	6,96	16,31	-	-	3,34	-	-	-	-	-	-	94,12	4,90	0,98	-	-	-	39,90	30,60	29,50
Confluencia	Map. H-20	43,20	35,10	78,30	8,38	1,08	-	3,13	-	9,12	-	-	-	-	-	-	-	-	96,06	3,16	0,59	0,20	-	-	38,00	33,70	28,30
Confluencia	Map. H-22	17,13	15,59	32,71	16,47	2,38	33,28	7,04	2,92	-	-	5,20	-	-	-	-	-	-	96,64	3,07	0,29	-	-	-	48,80	17,60	33,50
Horcones superior	Map. H-01	43,21	-	43,21	14,80	3,85	8,10	6,70	7,08	-	9,97	-	5,76	-	0,52	-	-	0,01	98,09	1,91	-	-	-	-	41,50	23,20	35,30
Horcones inferior	Map. H-02	65,48	5,11	70,59	6,32	1,18	-	13,72	-	8,20	-	-	-	-	-	-	-	-	96,42	3,22	0,36	-	-	-	43,00	23,10	33,90
Horcones inferior	Map. H-03	47,10	32,26	79,35	10,17	1,29	-	-	-	9,18	-	-	-	-	-	-	-	-	94,92	3,71	1,17	0,20	-	-	43,50	33,20	23,20
Horcones inferior	Map. H-04	47,09	23,81	70,90	8,48	1,52	-	12,59	-	6,51	-	-	-	-	-	-	-	-	97,59	2,06	0,34	-	-	-	18,30	40,02	41,60
Horcones inferior	Map. HI-01	33,67	25,01	58,67	12,27	1,84	8,63	12,02	-	6,56	-	-	-	-	-	-	-	-	97,59	2,32	0,09	-	-	-	41,20	36,70	22,10
Horcones inferior	Map. HI-02	30,07	29,33	59,39	10,36	2,67	5,71	4,12	4,17	4,63	-	8,96	-	-	-	-	-	-	95,66	3,08	0,84	0,28	0,14	-	47,40	19,40	33,20
Horcones	Map. H-31	21,42	15,30	36,72	37,88	2,94	10,47	3,48	4,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	92,34	5,85	1,01	0,40	0,40	-	48,20	28,90	22,90
Horcones	Map. H-33	25,64	35,08	60,71	7,06	2,21	4,12	10,93	3,16	5,96	1,59	4,26	-	-	-	-	-	-	99,42	0,46	0,13	-	-	-	47,70	25,10	27,20
Horcones	Map. H-34	63,83	8,24	72,07	14,58	2,02	-	1,95	-	7,00	2,39	-	-	-	-	-	-	-	95,37	3,34	1,11	0,19	-	-	47,70	17,70	34,50
Horcones	Map. H-35	30,44	19,48	49,93	19,97	2,24	14,60	5,10	4,07	1,95	-	2,16	-	-	-	-	-	-	93,27	5,31	1,12	0,31	-	-	34,00	47,00	19,00
Horcones	Map. H-37	56,00	12,09	68,09	15,13	1,70	-	3,62	-	9,13	-	2,32	-	-	-	-	-	-	98,84	1,16	-	-	-	-	46,80	15,70	37,50
Horcones distal	Map. H-38	34,69	24,07	58,76	14,23	2,15	13,57	-	4,51	-	-	-	-	1,41	4,38	0,63	0,37	-	95,05	4,21	0,50	0,25	-	-	48,50	28,10	23,40
Horcones distal	Map. H-39	55,02	17,94	72,96	12,48	0,66	-	5,70	-	8,20	-	-	-	-	-	-	-	-	91,36	6,41	1,96	0,26	-	-	44,20	25,40	30,30
Horcones distal	Map. H-40	34,23	40,34	74,57	9,47	0,72	-	3,92	-	11,32	-	-	-	-	-	-	-	-	95,87	4,14	-	-	-	-	46,20	32,30	21,50
Horcones distal	Map. H-41	51,15	-	76,47	9,05	1,00	3,48	-	8,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	94,44	4,32	0,97	-	0,09	-	48,80	22,70	28,50
Horcones distal	Map. H-42	37,61	18,30	55,91	5,14	3,87	5,14	5,80	9,02	5,46	0,65	9,01	-	-	-	-	-	-	98,49	1,51	-	-	-	-	43,00	25,80	31,20

Tabla 3.1: Porcentajes en peso de especies minerales, grado de redondez y granulometría del material fino que constituye la matriz de los depósitos. **Lab:** labradorita, **Alb:** albita, **Tot:** totales (lab+alb), **Qtz:** cuarzo, **Hem:** hematita, **Cal:** calcita, **Cchl:** clinocloro, **Phg:** fengita, **Tr:** tremolita, **Alu:** alunita, **Lmt:** laumontita, **Dol:** dolomita, **Or:** ortoclasa, **Gp:** yeso, **Hs:** hastingsite, **Ank:** ankerita, **Ilm:** ilmenita, **Py:** pirita, **A:** anguloso, **SA:** subanguloso, **SR:** subredondeado, **R:** redondeado, **MR:** muy redondeado.

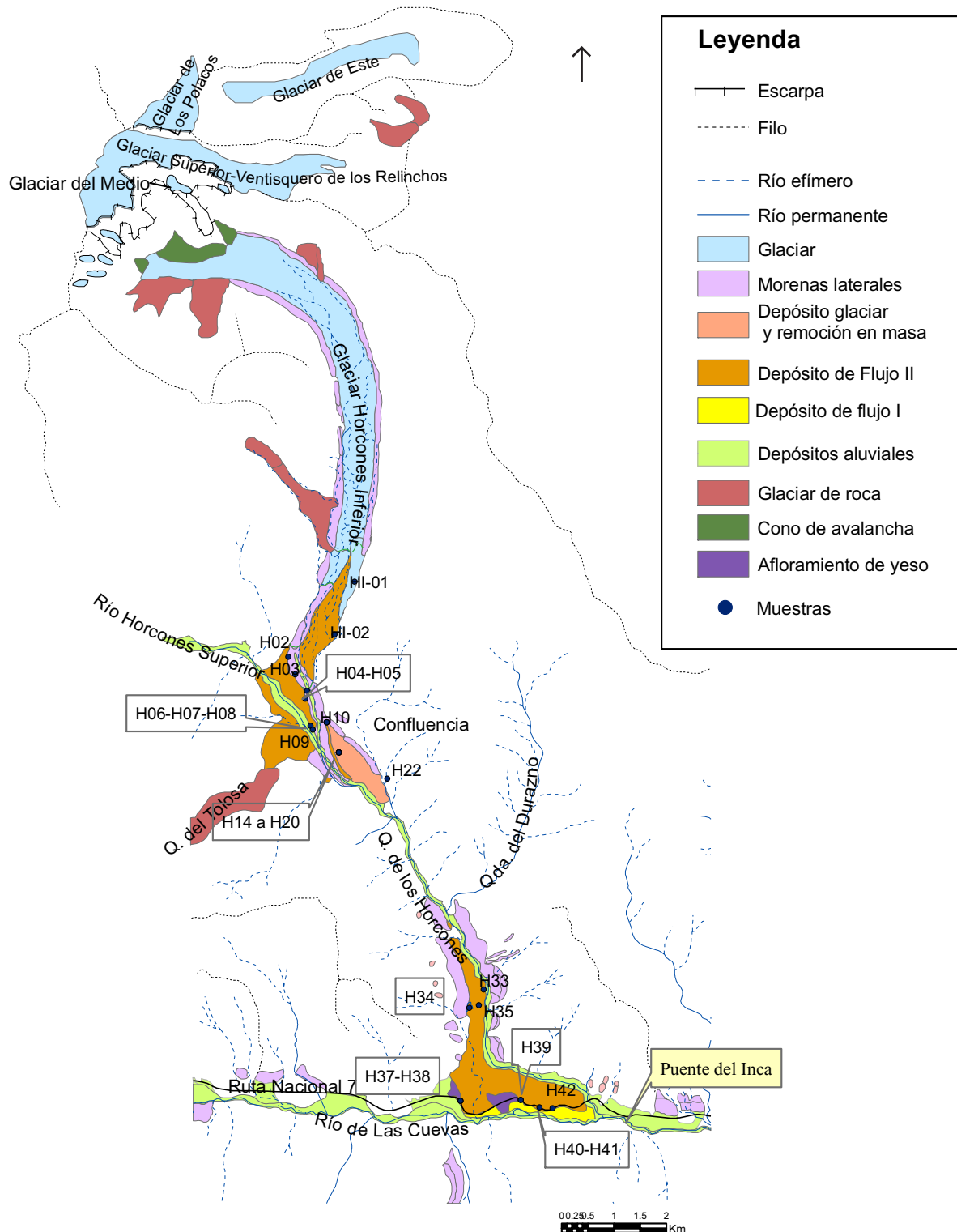


Figura 3.15. Mapa de unidades cuaternarias y ubicación de las muestras analizadas composicionalmente.

andesitas, descrita para las volcanitas del Grupo Aconcagua, de acuerdo con la bibliografía existente (Godeas y Pezzutti, 1986; Sacomani, 1986; Ramos *et al.*, 1996). La alunita constituye asimismo una fase mineral de alteración, si bien su presencia es típica de la zona argílica avanzada, también detectada en lavas andesíticas del área (Godoy *et al.*, 1988 en Ramos *et al.*, 1996).

Por otro lado, resulta razonable que el material rojo haya provenido esencialmente de la erosión de areniscas y pelitas pertenecientes a las formaciones Diamante y Tordillo, que afloran precisamente en el área en estudio y están caracterizadas principalmente por dicha coloración.

La mineralogía del material fino rojizo resulta congruente con la que surge del análisis petro-

gráfico general de dichas unidades. El mayor contenido de cuarzo que se registra en el material rojizo respecto al gris es consistente con su importante aparición en las rocas sedimentarias clásticas. La mayor proporción de hematita resulta acorde con su frecuente participación como cemento en las areniscas y también como clastos, además de generarse por oxidación de magnetita y minerales ferrosos clásticos. La abundante calcita en el material rojizo refleja su presencia como cemento en areniscas calcáreas existentes en la secuencia y también como constituyente principal de los delgados bancos de caliza y niveles estromatolíticos intercalados en la Formación Diamante (estos últimos, particularmente citados en el perfil de Confluencia por Cristallini y Ramos, 1996). De todos modos, el material puede involucrar también proveniencia de parte de los niveles calcáreos del Grupo Mendoza, que junto a la secuencia clástico-evaporítica de la Formación Huitrín, yacen en forma paraconcordante a los depósitos clásticos de la Formación Diamante. La ocasional dolomita registrada provendría, del mismo modo, de los niveles de calizas mencionados. El escaso y esporádico yeso sería producto de la erosión de los bancos evaporíticos de la Formación Huitrín o bien directamente de la Formación Auquilco, que aflora en la quebrada Horcones Inferior. La presencia de filosilicatos ya sea del grupo de la clorita (clinocloro) como de la mica (fengita, constituyendo sericita), componentes muy frecuentes del material rojizo (5 de 6 muestras), es consecuencia de la participación de estas fases en la matriz de las sedimentitas, como producto de la recristalización diagenética; también constituyen el producto de alteración de clastos de minerales máficos y plagioclasa, respectivamente.

Cabe aclararse que la muestra H16 presenta, no obstante, un contenido de plagioclasa (50,9%) algo inferior al de las demás muestras grises (promedio 71,4%). Esto reflejaría mezcla parcial del material gris, con el rojizo, consistente con su proveniencia justo por arriba del contacto entre ambos depósitos.

Valle de Horcones

En la zona de Horcones, en donde no se discriminan en el campo claramente los depósitos rojo y gris, es posible realizar observaciones e inferencias a partir de la composición mineralógica de las muestras analizadas (Tabla 3.1) que se detallan a continuación.

La muestra H31 tiene una mineralogía más compatible con la del depósito rojo de Confluencia, con un contenido de cuarzo que supera aún los que caracterizan a dicho material.

Las muestras H33, H34 y H37 presentan, en cambio, una composición mineralógica consistente con la del depósito gris.

La muestra H35 posee una composición homologable a la del material rojo, si bien la proporción de hematita (2,24%) resulta ligeramente inferior a la registrada para ese material y menor respecto al valor promedio del depósito rojo de Confluencia (3,9%). Esto evidenciaría una posible mezcla con el material gris.

La muestra H38 tiene una mineralogía que no permite su rápida tipificación (Tabla 3.1). En términos del contenido de cuarzo y plagioclasa encuadra dentro de los intervalos registrados tanto para el material rojo como para el gris. El porcentaje de hematita (2,15%) resulta, en cambio, más afín al del material gris, pero el contenido de calcita (13,57%) es consistente con el del depósito rojo de Confluencia (promedio del gris: 3,65%). Las fases minerales subordinadas como yeso y ankerita indican erosión de los niveles sedimentarios químicos (formaciones Auquilco y Huitrín y Grupo Mendoza o intercalaciones calcáreas de la Formación Diamante), litologías también de proveniencia del material rojo. Si bien el porcentaje de fengita está comprendido dentro del intervalo del rojo, la presencia de hastingsita (variedad de hornblenda) e ilmenita resulta más afín a las rocas andesíticas. Por lo expuesto, se interpreta a esta muestra como indicadora de mezcla entre ambos materiales.

Las muestras H39, H40, H41 tienen una mineralogía claramente compatible con la del depósito gris (Tabla 1). La muestra H42, en cambio, si bien en términos mineralógicos generales es más afín al material gris, posee contenidos de hematita (3,87%) y calcita (5,13%) superiores a los que verifica dicho depósito en Confluencia (promedios 2,26% y 3,65%, respectivamente), que permiten inferir mezcla con el material rojo.

3.4.4.2. Características granulométricas de los depósitos

Características granulométricas de los depósitos grisáceos

El depósito presenta mala selección, variando desde bloques de decenas de metros cúbicos hasta material tamaño limo-arcilla. En la matriz del depósito, los tamaños de granos cubren un espectro continuo desde gravas a limo-arcillas.

Se han tomado muestras agrupadas en tres sectores, que permiten ver las variaciones en la granulometría, que experimenta el depósito. El sector más cercano al área fuente es Confluencia, el valle de Horcones representa el sector distal del depósito y la zona de la laguna de Horcones es un punto intermedio, pero más cercano a la parte distal del depósito.

En la Tabla 3.3 se puede apreciar como van variando los porcentajes promedio de las distintas fracciones granulométricas en cada localidad. Con respecto al material tamaño grava, éste va disminu-

	Confluencia		Laguna Horcones		Valle de Cuevas	
Lodo	44,6 %	67,2 %	48,7 %	72,6 %	46,14 %	73 %
Arena	22,6 %		23,9 %		26,86 %	
Grava	32,7 %		28,2 %		26,98 %	

Tabla 3.3. Porcentaje de las fracciones granulométricas principales.

yendo su porcentaje aguas abajo. Pasa de 32,7 % en Confluencia a 28,2 % en las proximidades de la laguna Horcones y, finalmente, en la zona distal (valle del río Las Cuevas) representa el 26,98 %. También se registra esta disminución comparando los porcentajes de grava de las muestras H9 (Confluencia, 39,4%) y H41 (Horcones distal, 28,5%). Esto es consecuencia de la atrición que sufre el material durante el transporte. La fragmentación del material más grueso permite el incremento de los materiales finos (arenas, limos y arcillas) que en conjunto pasan de un valor promedio de 67,2 % en Confluencia a 72,6 % en la laguna Horcones, llegando finalmente a 73 % en el valle del río Las Cuevas. Del mismo modo, esto también es evidente al comparar las muestras H9 (lodo más arena = 60,5%) y H41 (lodo más arena = 71,5%). Este aumento de las fracciones finas también se vio favorecido por la incorporación de depósitos glaciares previos, ricos en materiales limo-arcillosos.

Características granulométricas de los depósitos rojizos

La coloración rojiza refleja la importante participación de las rocas epiclásticas de las formaciones Diamante y Tordillo. Desde el **punto de vista granulométrico** son depósitos sin selección de elementos de dimensiones muy dispares, desde arcilla hasta bloques, y carente de estratificación.

Más allá de su coloración, su característica más notable es la gran preponderancia de matriz (hasta 90 %) de grano fino y sin estructura, en la que están diseminados escasas guijas y bloques.

La matriz es generalmente arcillosa y menos comúnmente limosa o arenosa. Pero los depósitos de till llevan intercalados capas o lentes de sedimentos fluviales, generalmente con estratificación torrencial muy irregular. Cuando esto sucede la participación de materiales arenosos es importante variando entre 30 % y 47 % (muestras H 03, H 04, H 19, H 35 y H1 01), dentro de estas muestras son comunes las morenas laterales.

Los histogramas son típicamente polimodales. Las variaciones granulométricas son antojadizas y, por lo tanto, más difíciles de interpretar que en los flujos. Debido a ello, resulta difícil establecer com-

paraciones granulométricas con ellos. De todos modos, se observa en la zona de Confluencia que el porcentaje promedio de material rojizo fino (lodo, excluyendo las muestras que involucran participación fluvial -H19, H7-, Tabla 3.1) es ligeramente mayor al de la misma fracción en el depósito gris (50% vs. 46,33%).

3.4.4.3. Análisis de redondez de la matriz de los depósitos

Se analizó, además, la redondez de los materiales que componen la matriz de los depósitos grisáceos y también la matriz de los depósitos rojizos correspondientes a morenas ubicadas en el valle de Horcones.

Se estudiaron en total 28 muestras, 13 de las cuales corresponden a los depósitos grisáceos, 15 pertenecen a depósitos rojizos. En todos los casos el porcentaje del material anguloso supera el 90 %, variando desde 91,3 % a 99,4 % (Tabla 1).

Como conclusión se puede decir que el análisis de la redondez de la matriz de estos materiales no permite discriminar entre los depósitos grisáceos y los rojizos.

3.4.5. Edades absolutas de los depósitos obtenidas por métodos geocronológicos

Hay muchos tipos de depósitos cuaternarios rellenando estos valles cordilleranos, por lo que se han datado aquellos que destacan los principales procesos que contribuyeron a la evolución de dichos valles.

Se realizaron dataciones absolutas por los métodos de nucleidos cosmogénicos y carbono 14, tanto en el valle del río Horcones como en el valle del río Cuevas, en la Figura 3.16 se puede observar la ubicación de las muestras analizadas.

Las dataciones fueron hechas sobre depósitos cuyas relaciones estratigráficas ya habían sido observadas durante los trabajos de campo. Además, con el objetivo de desentrañar la génesis del depósito de Horcones se efectuaron dataciones en el depósito fluvial intercalado entre los depósitos rojizos y grisáceos del perfil de Confluencia, en el depósito de Horcones, en la morena lateral ubicada por encima del depósito de Horcones y en los depósitos lacustres situados en el valle del río Las Cuevas, por encima de los depósitos que marginan al de Horcones.

En las tablas 3.4 y 3.5 se pueden observar los resultados obtenidos por las dataciones.

3.4.6. Interpretaciones

Hasta aquí se han expuesto los datos aportados por la observación de la morfología, los estudios sedimentológicos, composicionales y texturales y las

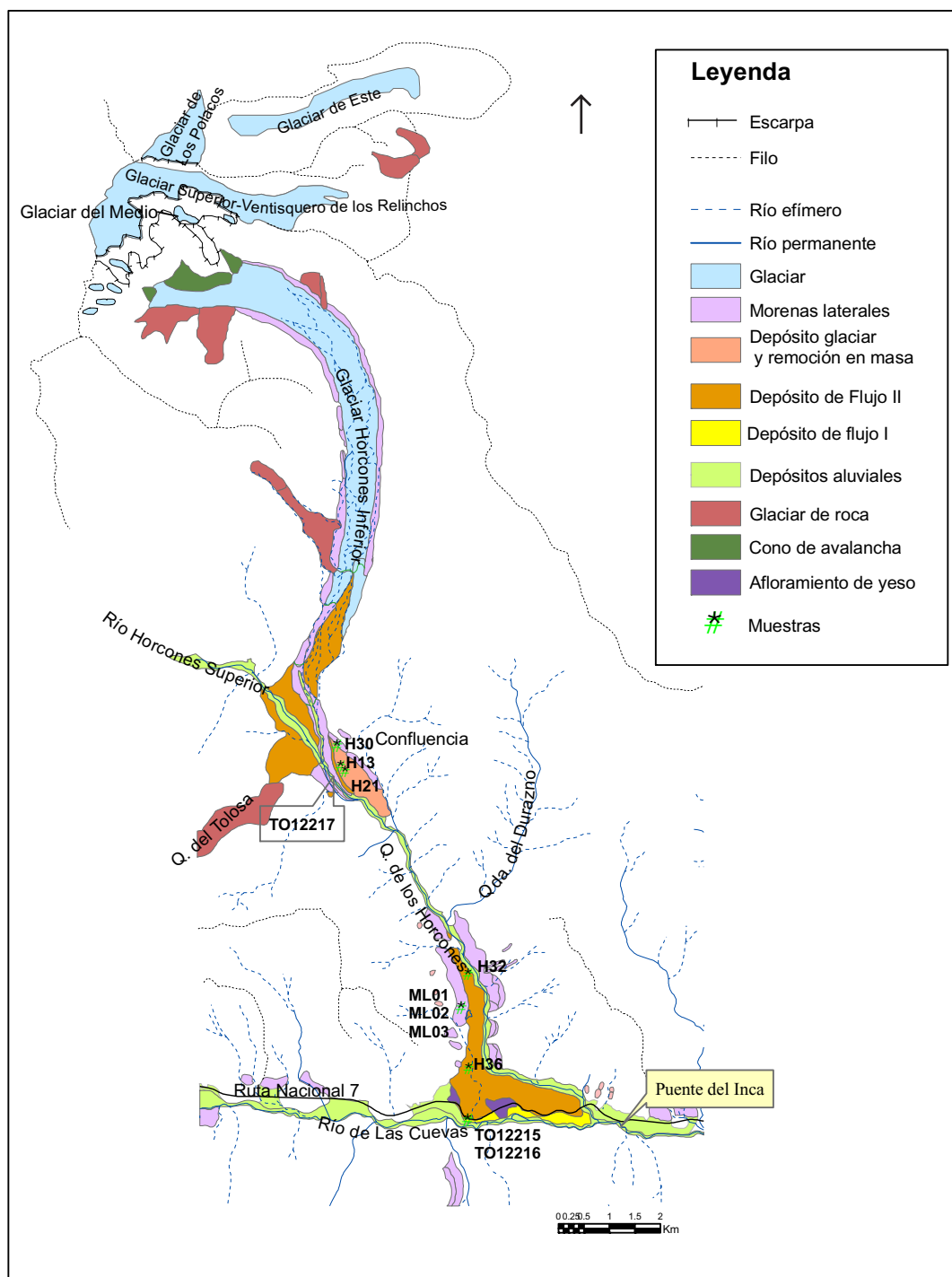


Figura 3.16. Mapa de unidades cuaternarias y ubicación de las muestras que han sido datadas por métodos absolutos.

Numero de laboratorio ¹	Concentración de carbono en sedimento	Edad ¹⁴ C (¹⁴ C años B.P. ± 2 σ)	Edad calibrada ² (cal años B.P. ± 2 σ)
TO-12215	0,14 %	9.180 ± 180	8.620 - 8.254
TO-12216	0,27 %	13.670 ± 220	14.798 - 13.886
TO-12217	0,06 %	12.640 ± 460	13.543 - 12.098

¹ TO is IsoTrace Radiocarbon Laboratory, Universidad de Toronto
² Usando intcal04.14c (Reimer *et al.*, 2004)

 Tabla 3.4. Resultados ¹⁴C de sedimentos lacustres en el valle del río Las Cuevas y sedimentos fluviales en Confluencia en el valle Horcones

Tabla 3.5. Resultados de edades de exposición en la superficie por núcleidos cosmogónicos ^{36}Cl de diferentes unidades morfológicas en los valles Horcones y Las Cuevas.

Muestra	Roca	Elevación	Geometría al \times l \times an	Lat	Long	Edad 1			Edad 2			Edad 3					
		[m]	[m]			^{36}Cl	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$	^{36}Cl	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$	^{36}Cl	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm \text{cn}$
Depósito Horcones																	
Map H-13	Brecha andesítica	3460	1.5 2.5 2	32.761472	69.969694	8300	370	740	490	8170	360	720	470	9050	350	700	920
Map H-21	Arenisca (Tordillo)	3430	1.5 2 2	32.762614	69.968778	10710	330	660	630	10510	320	640	610	10320	310	620	590
Map H-32	Brecha andesítica	3050	2.5 4 4	32.798778	69.943556	11390	80	160	660	11110	80	160	630	10870	70	140	610
Map H-36	Brecha andesítica	2930	1.5 2 2	32.815389	69.943306	8930	360	720	520	8640	330	660	490	8370	320	640	460
Morena lateral																	
Map H-30	Brecha andesítica	3430	1 4 3	32.743116	69.390033	14850	940	1880	600	13880	830	1660	530	13130	760	1520	490
Map HML-01	Brecha andesítica	3120	0.2 1 1	32.804528	69.945639	7840	930	1860	610	7470	870	1740	570	7150	810	1610	540
Map HML-02	Brecha andesítica	3120	0.3 1 1	32.804528	69.945639	2910				2860				2800			
Map HML-03	Brechas andesítica	3110	1.2 1 1	32.803556	69.945500	17040	880	1960	490	16510	830	1640	470	16140	810	1610	460

Edad 1 = calculando las edades con la suposición de 0 mm erosión por milenio.

Edad 2 = calculando las edades con la suposición de 2.2 mm erosión por milenio.

Edad 3 = calculando las edades con la suposición de 5 mm erosión por milenio.

al = altitud del bloque sobre terreno

l = longitud del bloque

an = ancho del bloque

cn = error relacionado a la incertidumbre de la cobertura de nieve en el bloque

dataciones absolutas. A continuación, utilizando toda esta información se presenta la interpretación del depósito de Horcones que se propone en este trabajo.

3.4.6.1. Interpretaciones geomorfológicas

La pared sur del Aconcagua

El glaciar superior expone en la pared sur el típico perfil de un valle glaciario cortado longitudinalmente, con sus cabeceras o circo al oeste y descendiendo hacia el este, en dirección del Ventisquero de Los Relinchos (Fig. 3.11B). Debió existir por lo tanto una divisoria de aguas que separaba el valle del Glaciar superior-Ventisquero de Los Relinchos del valle del Horcones inferior (Fig. 3.11C₁). Esa divisoria de aguas hoy inexistente colapsó como uno o más mega-deslizamientos, generando flujos que descendieron por los valles de Horcones inferior, Horcones y Cuevas (Fig. 3.11C₂).

El colapso de la divisoria entre el valle del Glaciar superior (5400 m) y el valle del Horcones inferior (4500 m) fue favorecido por la gran diferencia de altitud (900 m) entre ambos valles (Fig. 3.11C₃).

La profundización del valle del Horcones inferior, causada por erosión glaciaria produjo un sobreempinamiento de las pendientes, que en combinación con la pérdida de confinamiento (*debuttressing*) causada por el descenso de la masa glaciaria (asociada a la deglaciación del Pleistoceno superior) favoreció la inestabilidad de las pendientes. Esta inestabilidad se puso en evidencia por la progresiva deformación de las pendientes, que contribuyó a la generación de avalanchas de rocas y otros deslizamientos. Se interpreta que esta sucesión de acontecimientos fue la causa del colapso de la divisoria antes mencionada, que generó los inmensos flujos de Horcones.

El colapso de la ladera, que a partir de ahora se menciona como mega-deslizamiento o avalancha de rocas de Horcones, viajó sobre el glaciar del Horcones inferior, adquiriendo gran movilidad, extendiéndose a distancias mucho mayores que avalanchas de roca del mismo volumen que no interactuaron con glaciares.

Esto se debió probablemente a la baja fricción de la interfase hielo-detrito, al entrampamiento de un significativo volumen de nieve y hielo, el que cuando se fundió contribuyó a la fluidización del detrito (Ericksen *et al.*, 1970). Además, parte del glaciar superior participó del mega-deslizamiento, aportando hielo al movimiento.

La zona de Confluencia

Como consecuencia de la fluidización que arriba se menciona, cuando el material de la avalancha alcanzó la zona de Confluencia, se comportaba como un flujo de detritos. Esto se puede observar en el interesante perfil que expone la barranca ubicada

en la margen izquierda del río Horcones inferior, justo frente a su unión con el río Horcones superior.

Este perfil (Fig. 3.13), de aproximadamente 20 metros, expone en su tercio superior un depósito de tonalidad general grisácea compuesto por una brecha con bloques de varios metros de diámetro, dispersos en una matriz brechosa, mal seleccionada y predominantemente de la misma composición de los bloques. Estos últimos muestran las litologías típicas de las vulcanitas del Grupo Aconcagua (lavas brechas y piroclastitas dacítico-andesíticas).

Algunos sectores de la matriz engloban materiales rojizos de las mismas características que el depósito inferior de la barranca, pero su porcentaje no es grande, por lo que el depósito superior conserva la tonalidad grisácea de su litología predominante.

El depósito citado es mencionado como un flujo porque en él, bloques y matriz se mezclan de arriba abajo sin un patrón definido. En cambio, los depósitos de avalanchas de rocas se caracterizan por una típica gradación inversa, en la que se concentran los bloques hacia la parte superior y los materiales finos hacia la inferior. La transformación de la avalancha de rocas inicial en un flujo es como ya se mencionó, resultado de la abundante participación de agua de fusión como fluidizante.

La parte inferior de la barranca contrasta con la anterior, no sólo por su coloración rojiza, sino, además, por su textura. Posee bloques menores en tamaño y cantidad, de contornos redondeados a subangulosos inmersos en una matriz con abundante porcentaje de material arcilloso rojizo y, además, arenas y gravas redondeadas a subredondeadas. Estos depósitos son similares a los del till Penitentes descrito por Espizua (1989), ubicados en los laterales del valle del Horcones, a 100 o 150 m por encima del piso de valle actual. Todos estos depósitos similares a los till clásicos son depósitos de revestimiento de los laterales de valle (morenas laterales), que registran episodios glaciares anteriores.

Es interesante, además, analizar el contacto neto que se observa entre los depósitos antes descritos (Fig. 4) y la presencia de delgados niveles fluviales rojizos, con típicas estructuras de corriente, inmediatamente abajo del contacto. Ambos datos indican que al momento de producirse el flujo de detritos, el glaciar que ocupaba el valle del Horcones inferior se encontraba aguas arriba de Confluencia, teniendo probablemente una posición bastante similar a la actual.

En la zona de Confluencia, el flujo se expandió formando una especie de abanico que se proyecta unos 500 metros en el valle del Horcones superior, que debió haber sido endicado por el flujo. En su expansión, el flujo atravesó todo el valle y remontó contrapendiente la quebrada del Tolosa cuya desembocadura enfrenta al valle del Horcones inferior (de donde provenía el flujo), antes de encauzarse

definitivamente en el valle del Horcones. En la invasión de la quebrada del Tolosa el flujo penetró aproximadamente 1 km, ascendiendo en este recorrido (*run-up*) aproximadamente 100 m contrapendiente.

Hasta Confluencia, el flujo se movilizó sobre el primitivo glaciar Horcones inferior, incorporando pequeña cantidad de material detrítico glaciar, tal vez debido a su velocidad y baja fricción de la interfase hielo-detrito. Por ello son tan contrastantes las litologías que se ven en el perfil de Confluencia (Fig. 3.13).

Aguas abajo de Confluencia el flujo comenzó a viajar sobre un valle relleno de depósitos glaciares previos, por lo que la mezcla de materiales fue mucho mayor, cosa que se puede apreciar en el depósito de Horcones que a continuación se describirá.

Entre Confluencia y la quebrada del Durazno, el valle de Horcones se estrecha. Aquí el flujo debió haber aumentado su altura, velocidad y consecuentemente su poder erosivo, habiéndose comportado el sector como un «conducto de paso», no quedando registrados depósitos del flujo y sólo se observan escasos depósitos de morenas laterales. La ausencia de depósitos tanto glaciares como del flujo está favorecida, además, por la inclinación de las capas de la Formación Tordillo, que en la margen izquierda inclinan con elevada pendiente hacia el eje del valle, generando deslizamientos translacionales.

El valle del río Horcones

El valle del río Horcones, aguas abajo de la desembocadura del arroyo Durazno se halla relleno por los depósitos del o de los flujos provenientes de los mega-deslizamientos de la pared sur del Aconcagua.

El depósito del flujo de Horcones se extiende hasta la confluencia del valle homónimo con el río Las Cuevas. En este sector el flujo se divide en dos lóbulos, uno invade el valle del río Las Cuevas según la dirección que traía el flujo, por lo que lo atraviesa completamente, éste probablemente corresponda a la primera oleada del flujo. El segundo lóbulo se encauza aguas abajo en el valle del río Las Cuevas avanzando aproximadamente 2000 m en él. Tal vez represente una segunda oleada de material que acomodándose al depósito dejado por la primera oleada encontró su salida aguas abajo.

En relación con el volumen del depósito, se debe tener en cuenta que cuando los glaciares de valle retroceden, dejan sus depósitos morénicos, pero fundamentalmente se produce una gran reducción de volumen en la masa de hielo y detrito, debido a la ablación del hielo. El depósito de Horcones no refleja esta reducción en el volumen de la masa, es decir que tiene el volumen de un glaciar (hielo+detritos) pero está compuesto exclusivamente por sedimentos que colmatan el valle por varios kilómetros.

Esto se refleja en el perfil transversal del depósito más elevado en el centro que hacia los flancos, y en su parte distal con dos lóbulos bien definidos con bordes escarpados. En estos ambientes glaciares de alta montaña, el hecho de que la forma general del depósito se parezca a un glaciar, es un fuerte argumento en contra de un origen glaciar (Hewitt, 2006).

La alternancia de litologías de tonalidades grisáceas y rojizas, en el depósito de Horcones, es el resultado de que el flujo (grisáceo) incorporó materiales glaciares (rojizos) a lo largo de su trayectoria de aproximadamente 20 km a través de los valles de Horcones inferior y Horcones, hasta su destino final en la confluencia de éste último con el valle del río Las Cuevas.

El valle del río Las Cuevas

Como ya se mencionó, el borde distal perfectamente conservado del depósito de Horcones lo separa de un depósito subyacente con similares características morfológicas y litológicas. En el perfil de este depósito expuesto por la profundización del río Las Cuevas se puede ver que las características del depósito son las mismas que las descritas en el depósito de Horcones. Por lo tanto este depósito, mapeado por Espíza (1989) como Drift Penitentes, correspondería a un depósito de flujo, probablemente asociado a otro mega-deslizamiento de la pared sur del Aconcagua anterior al que produjo el flujo de Horcones.

Con este antecedente se comenzó a revisar los perfiles que expone, en el relleno del valle, la profundización del río Las Cuevas, aguas abajo de Puente del Inca.

En la mayoría de los perfiles analizados la secuencia está compuesta de arriba hacia abajo por:

- a) sedimentos finos limo arenosos rojizos, mezcla de materiales eólicos y sedimentos finos de las facies distales de abanicos aluviales depositados por los tributarios del río Las Cuevas.
- b) gravas fluviales entoscadas por las sales que surgen disueltas de las fuentes termales. El espesor varía de 1,5 m a 0,50 metros.
- c) brecha similar a la del depósito del flujo de Horcones. Bloques de las volcánicas del Grupo Aconcagua y matriz grisácea, de la misma composición, que además engloba till glaciar rojizo.

A partir de estas observaciones se concluye que en la pared sur del Aconcagua habrían ocurrido mega-deslizamientos anteriores a aquellos que generaron el depósito de Horcones. Los flujos por ellos producidos habrían tenido gran movilidad, recorriendo los valles del Horcones inferior, Horcones y Cuevas viajando más de 30 kilómetros.

Estos flujos habrían represado el valle del río Cuevas como lo demuestran los depósitos lacustres ubicados por encima de los flujos, aguas arriba del extremo occidental de los mismos (Espíza, 1989).

3.4.6.2. Interpretación de los estudios mineralógicos y texturales

Los estudios mineralógicos, granulométricos y de redondez realizados sobre la matriz de los depósitos son coincidentes y apoyan los datos de campo efectuados sobre ellos. Las diferencias tanto megascópicas (de campo) como microscópicas (análisis de la matriz) son más marcadas en Confluencia donde la mezcla de materiales es muy exigua, pero se complica la observación de ellas aguas abajo, debido a que el depósito final es una mezcla de bolsones de till (rojizos) englobados en los flujos (grisáceos) originados por los mega-deslizamientos de la pared sur.

Los análisis mineralógicos permiten establecer diferencias más marcadas entre los till y los flujos; ellas son más sutiles en el caso de la granometría. Ésta permite diferenciar, dentro de los depósitos de flujo, variaciones entre materiales proximales y distales, impuestas por las diferencias en las distancias de viaje que soportaron. Esto no se aprecia en los depósitos de till.

Con respecto al análisis de redondez, de la matriz de los depósitos de flujo y de los till, se concluye que no es posible discriminar entre ellos mediante este parámetro.

3.4.6.3. Interpretación de las edades absolutas

La muestra TO-12216 que corresponde a la base de los depósitos lacustres que sobreyacen al flujo que represó al río Las Cuevas, arroja una edad de $14.798 - 13.886$ ^{14}C años calibrados. Es decir que fueron depositados entre 800 y 1.700 años después de la última glaciación.

En Confluencia, el flujo originado por el megadeslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua sobreyace a depósitos fluviales fechados en $13.543 - 12.098$ ^{14}C años calibrados, siendo por lo tanto, el flujo de Confluencia más joven que el que represó el valle del río Las Cuevas.

Esto puede explicarse interpretando dos eventos distintos de flujos asociados a mega-deslizamientos de la pared sur. Cuando el primero de ellos ocurrió, el glaciar Horcones inferior todavía se hallaba ocupando el valle en Confluencia, por lo que no se encuentran depósitos del primer evento en este sitio. Antes de los $13.543 - 12.098$ ^{14}C años calibrados, el glaciar del Horcones inferior había retrocedido aguas arriba de Confluencia y esta zona estaba expuesta y recorrida por cursos fluviales. En estas condiciones y con posterioridad a esta época ocurrió el segundo flujo asociado a los mega-deslizamientos de la pared sur.

El tope de los sedimentos lacustres en el valle de Las Cuevas tiene una edad de $8620 - 8254$ ^{14}C años calibrados, lo que indica que el represamiento del valle debido a los flujos duró hasta esa época, a

partir de la cual el rejuvenecimiento de la red fluvial cortó la represa natural producida por los flujos y profundizó el valle sobre estos últimos. Probablemente en esta época se habría formado el Puente del Inca.

A partir de lo anterior se puede concluir que el depósito del flujo Horcones, cuya parte media aflora en Confluencia y su sector distal en el valle de Las Cuevas, no es un depósito glaciario como propuso Espizua (1989) sino que es un flujo asociado a los mega-deslizamientos de la pared sur generado con posterioridad a los $13.543 - 12.098$ ^{14}C años calibrados y antes de los $8620 - 8.254$ ^{14}C años calibrados.

Los datos aportados por las dataciones con nucleidos cosmogénicos (NC) de ^{36}Cl , del depósito de Horcones son coincidentes con una edad postglaciaria para el depósito de Horcones y además lo ubican dentro del lapso señalado por las dataciones de los depósitos fluviales y lacustres por el método ^{14}C . Todas las dataciones (NC) de los bloques superficiales del depósito se hallan comprendidas entre los 11.110 ± 80 años y los 8.170 ± 360 años. Las edades coinciden dentro de los márgenes de incertidumbre del método y representan de esta manera una sola edad, aunque hay una variedad en el promedio estadístico de cada una de las muestras.

3.4.7. Conclusiones

El solo objetivo de rever la génesis del Drift Horcones (Espizua, 1989), llevó finalmente a los autores del presente trabajo a analizar la evolución cuaternaria de los valles de Horcones inferior, Horcones y Cuevas.

Para ello se destacaron algunas particularidades morfológicas de la pared sur del cerro Aconcagua y se analizaron las características morfológicas y sedimentológicas de los depósitos de los valles, debiéndose finalmente abordar el análisis de la estratigrafía glaciaria de la zona.

- 1) La interpretación de las complejas características litológicas y morfológicas del depósito de Horcones, y su vinculación genética con parte de los depósitos de Confluencia, sumada a la comprensión de la complicada morfología de la pared sur del cerro Aconcagua y a la interpretación de esta última como zona de arranque de los mega-deslizamientos que pasaron a flujos permitió unir en un único proceso toda esta serie de interpretaciones que llevaron finalmente a comprender la génesis del depósito de Horcones como un: flujo saturado derivado de una avalancha de rocas o mega-deslizamiento, originado por el colapso de un sector de la pared sur del cerro Aconcagua, en tiempos Tardioglaciales o Postglaciales.
- 2) La zona de Confluencia es muy compleja debido a la gran cantidad de depósitos de distinto tipo y

edad allí expuestos. En este trabajo se considera que no existe un Drift Almacenes, pues el mapeo de Espizua (1989) engloba en este depósito a los flujos asociados a los mega-deslizamientos y a depósitos glaciarios anteriores a ellos. El depósito de run-up que el flujo produjo en la desembocadura de la quebrada del Tolosa también fue mapeado como Drift Almacenes.

- 3) El depósito del río Cuevas. Más allá del borde distal del depósito de Horcones, Espizua (1989) mapeó un depósito que asigna al Drift Penitentes. Revisando los perfiles del mismo, en la profundización producida por el río Las Cuevas, se puede comprobar que éste es un flujo similar y anterior al de Horcones. Se habría encauzado en el valle del río Las Cuevas como se puede comprobar en los perfiles expuestos aguas abajo de Puente del Inca. Estos depósitos de flujo yacen por debajo del depósito fluvial entoscado por las sales aportadas por las fuentes termales. Estas observaciones permiten afirmar que hubo más de un episodio de flujo asociado a mega-deslizamientos en la pared sur del cerro Aconcagua.

- 4) Las particularidades de la pared sur del Aconcagua son el resultado del colapso de la divisoria como consecuencia de la diferencia de erosión glaciaria por orientación y del desconfinamiento de las laderas (*debutressing*) vinculado a la deglaciación del Pleistoceno superior. Una vez producidos los mega-deslizamientos y los flujos asociados, que rellenaron los valles del río Las Cuevas y del Horcones, el glaciar del Horcones inferior comenzó a ser alimentado por avalanchas de hielo y se transformó de esta manera en un glaciar negro. Tal vez por esta causa los depósitos glaciarios más modernos tienen una composición litológica, en la que dominan los minerales propios de las volcánicas del Grupo Aconcagua, arrastradas al glaciar por las avalanchas de hielo.

Por otro lado los *surge* del glaciar Horcones inferior, reiterados históricamente en varias oportunidades, son en parte producto de esta particular forma de alimentación del glaciar, que se combina con la mayor deglaciación vinculada tal vez al calentamiento global.

- 5) Estratigrafía glaciaria. La estratigrafía glaciaria de la zona (Espizua, 1989) fue concebida basándose principalmente en la distinción de morenas terminales (Penitentes y Horcones) o de morenas de ablación (Almacenes), representantes de reavances glaciarios, de acuerdo con un esquema general de retroceso. Por eso cada una de ellas es menos extensa que su predecesora, es decir, se halla más cercana al centro glaciario emisor y es por lo tanto más joven.

La interpretación que se da en este trabajo a estos depósitos como flujos asociados a mega-deslizamientos o avalanchas de rocas, obliga a replantear la estratigrafía glaciaria descrita por Espizua y

otros para estos valles.

Al encarar en el futuro esa tarea, deberá tenerse especial cuidado en la interpretación de los depósitos de fondo de valle como morenas terminales. Probablemente lo más adecuado sea trabajar con los depósitos de morenas laterales a fin de evitar confundir depósitos glaciarios con flujos provenientes de movimientos de remoción en masa, que sepultaron o modificaron a los primeros.

Este es un problema que afecta a gran parte de nuestra Cordillera de Los Andes y que es apenas reconocido, pero requiere de grandes revisiones de la interpretación de los paisajes, de los procesos superficiales, de la historia del Cuaternario tardío y de la valoración de los riesgos geológicos. El tema es crítico y debería enfocarse combinando los rasgos morfológicos con las características sedimentológicas de los depósitos y finalmente las relaciones de las geoformas o morfoestratigrafía. Como conclusión es interesante destacar que en estos valles cordilleranos, los episodios de remoción en masa han sido más importantes que la glaciación, en el modelado del paisaje, desde el Pleistoceno superior hasta nuestros días.

- 6) Peligrosidad y Riesgo geológico. Para finalizar sería interesante mencionar algo sobre el estado de actividad y la peligrosidad o riesgo geológico vinculado con los mega-deslizamientos, si lo hubiera, ya que ésta fue la causa por la que se comenzó a estudiarlos.

Los depósitos de movimientos de la envergadura de los aquí analizados permanecen en el paisaje por miles de años, luego de su ocurrencia y estabilización, recibiendo las denominaciones de antiguos o fósiles (Zaruba y Mencl, 1982). En el caso de los flujos encauzados en el valle del río Las Cuevas y cubiertos por depósitos fluviales posteriores, pueden ser referidos como sepultados. Todos ellos han sido desarrollados bajo condiciones geomórficas y climáticas diferentes a las actuales, miles de años atrás, por lo que pueden ser mencionados como relícticos.

Más allá de cómo se quiera catalogarlos con respecto a su actividad, queda la pregunta si evidencian algún tipo de peligrosidad.

La divisoria de aguas que cayó generando los mega-deslizamientos colapsó totalmente y dejó expuesto al Glaciar superior en la pared sur del cerro Aconcagua, por encima de pendientes muy escarpadas. Actualmente, este glaciar se vuelca a través de avalanchas de hielo y rocas al valle del Horcones inferior. Si un volumen importante de esta enorme masa de hielo, que constituye el glaciar superior, fuera movilizada por un disparador sísmico o como consecuencia de los actuales cambios climáticos, que en los últimos años han producido una amplia desestabilización de muchos sistemas geomórficos montañosos, podrían generarse procesos catastróficos, como los ocurridos en el

pico norte de los Nevados de Huascarán, en la cordillera Blanca del Perú, en los años 1962 y 1970, que dejaron gran número de víctimas. Sin embargo, es pertinente destacar que las comunidades son más afectadas por otro tipo de amenazas más recurrentes que los deslizamientos o avalanchas catastróficas. Los peligros geológicos y meteorológicos más comunes que amenazan a las comunidades, al transporte y a la actividad turística a lo largo del corredor son: a) las avalanchas de nieve y las caídas de rocas, b) los flujos de detritos y las crecientes, c) las tormentas invernales. Pero sería irresponsable para las autoridades ignorar aquellos peligros extremos de baja frecuencia, que son muy raros, pero que pueden ser cada vez más frecuentes a medida que aumentan las áreas pobladas, con el consiguiente riesgo. Como recomendación final se estima que debería mantenerse un monitoreo continuo sobre toda la pared sur del cerro Aconcagua, pero especialmente sobre los glaciares colgados expuestos en ella, principalmente el Glaciar superior; a fin de que se implemente un sistema de alerta temprano para los principales elementos sociales bajo riesgo: las comunidades locales, el transporte a lo largo del corredor y los residentes temporarios (turistas) que concurren a la zona. También deberían ser monitoreados los *surge* del glaciar Horcones inferior reiterados históricamente. Debido al calentamiento climático podrían incrementarse la generación de avalanchas glaciarias en la pared sur del Aconcagua y el aumento de agua subglaciaria que generan *surge*.

3.5. El Puente del Inca

La nueva interpretación de los episodios ocurridos en el valle del río Las Cuevas plantea una evolución diferente del mismo y por lo tanto de los procesos que llevaron a la formación del Puente del Inca.

El control estructural de la percolación y la surgencia del agua termal fue propuesto por Ramos (1993). Según Aguirre Urreta y Ramos (1996), las bajas temperaturas de las aguas termales (35°) indicarían que se trata de aguas meteóricas que habrían percolado a favor de zonas de falla, siendo calentadas por un gradiente geotérmico normal. Los mismos autores plantearon que probablemente al alcanzar las zonas basales de despegue de los corrimientos, habrían ascendido por presión hidrostática a lo largo del corrimiento Penitentes, surgiendo en las termas de Puente del Inca.

La formación del Puente Natural fue explicada por distintos autores con ideas diferentes, pero todos ellos coincidieron en que la cementación del puente fue consecuencia de precipitación química, de las sales disueltas en las aguas provenientes de las termas de Puente del Inca.

Las ideas más antiguas sobre la génesis del puente corresponden a Darwin (1838), Schiller (1907), Kittl (1938) y Monteverde (1947). Más recientemente, Aguirre Urreta y Ramos (1996) plantearon una génesis del puente que se basa en la cementación de material detrítico que cubre un puente de hielo.

La hipótesis que se propone en este trabajo para la generación del Puente Natural está asociada a los grandes flujos que circularon y represaron el río Las Cuevas. Cuando el flujo proveniente del megadeslizamiento de la pared sur del Aconcagua llega al valle del río Las Cuevas produjo un represamiento tanto en este último como en el río Horcones, por donde bajó el flujo. Estos hicieron disminuir los caudales de ambos cursos y en ese momento sucedió la importante cementación de los depósitos clásticos de fondo y lateral de valle por precipitación química. La merma en los caudales disminuyó la dispersión de las sales y favoreció localmente la precipitación de las mismas a partir de las aguas termales. En este sentido nuestra hipótesis coincide con las de Kittl y Monteverde quienes argumentaron que el material clástico entoscado es preexistente al puente.

El rejuvenecimiento posterior del río Las Cuevas originó la profundización de su cauce. Este episodio ha sido bastante reciente en la evolución del valle, como lo demuestran depósitos de flujo ubicados transversalmente al piso del valle, cuyas partes distales se hallan de un lado del río y las proximales del opuesto. Durante este evento, la onda erosiva retrocedente habría profundizado el cauce por debajo de la costra de precipitados químicos que cementaban los depósitos clásticos. Tanto el espesor como el ancho de la costra de caliche hizo que ésta se mantuviera intacta al paso de la onda erosiva que socavó por debajo de ella, quedando de esta manera constituido este Puente Natural que hoy da vida y nombre a la localidad.

Probablemente en una primera etapa pudo existir un salto de agua en lugar de un puente natural. La perforación de hoyos de remolinos en la base de la cascada y aguas arriba de la zona cementada en el piso del valle, permitió finalmente que el agua pasara por debajo de la zona entoscada, generándose de este modo el puente natural.

3.6. La pared sur del Aconcagua y los *surge* del glaciar Horcones inferior

La pared sur del cerro Aconcagua posee al Glaciar Superior como un mudo testigo de los megadeslizamientos en ella ocurridos. Luego de estos movimientos, el glaciar quedó colgado y expuesto por casi 2 km en la escarpada pendiente de la pared sur. Esto hizo que el glaciar cambie necesariamente su dirección de movimiento, dejando de fluir hacia el este, hacia el valle del Ventisquero de los

Relinchos y volcándose, en cambio, mediante avalanchas de hielo en las cabeceras del glaciar Horcones inferior.

El cambio en la dirección del movimiento del glaciar generó tensiones en la masa de hielo que favorecieron la fragmentación asociada al desarrollo de *crevasses* o grietas. Además, con posterioridad a los mega-deslizamientos, quedó expuesto el contacto entre el sustrato rocoso y la base del glaciar, lo cual pudo favorecer la fusión de partes del glaciar en este contacto. De este modo, pudo reducirse la resistencia friccional en la interfase roca-hielo debido al incremento de la presión de agua.

Los dos argumentos arriba expuestos favorecieron la generación de avalanchas glaciarias en la pared sur del Aconcagua. Las inmensas masas de hielo desprendidas, al impactar contra las rocas aflorantes en la pared sur, aumentaron la participación de material detrítico en los conos de descarga que formaron las tres lenguas glaciarias yuxtapuestas que generan el glaciar del Horcones inferior. Este particular tipo de alimentación del glaciar hace que el mismo se inicie como un glaciar negro debido a la abundante cantidad de detrito supraglaciario y englaciario que posee la masa de hielo.

El calentamiento climático durante los últimos 100 a 150 años ha producido una amplia desestabilización de muchos sistemas geomórficos montañosos y acelerado ciertos procesos, como por ejemplo las avalanchas glaciarias de la pared sur del Aconcagua o pudo originar un aumento en la cantidad de agua subglaciario y favorecer el patinaje de la lengua

glaciaria. La combinación de ambos factores, el incremento de avalanchas en la zona de alimentación y el aumento del agua subglaciaria, pueden ser la causa disparadora de los *surge* o reavances catastróficos del glaciar Horcones inferior.

4. PROCESOS GEOLÓGICOS

En este capítulo se describirán los principales procesos geológicos reconocidos en el área, los que se han subdividido en: Procesos criogénicos, Procesos de remoción en masa, Procesos de erosión y sedimentación fluvial y Procesos kársticos.

Para el análisis de los procesos geológicos actuantes en el área se elaboró un mapa de procesos a escala 1:25.000 a partir de la interpretación de fotos aéreas, imágenes satelitales y datos tomados en el campo. La base topográfica de los mapas fue realizada a partir del modelo de elevación digital extraído de imágenes ASTER. Del mismo modelo se generó, además, un mapa de pendientes y de orientación de laderas. En el campo, se tomaron datos sobre la ubicación, litología y tamaño de los depósitos, actividad de los procesos, etc.

Además, para los movimientos en masa, cuando fue posible se definieron su intensidad y probabilidad de ocurrencia. Los criterios de intensidad adoptados para este estudio fueron establecidos por un grupo de trabajo interdisciplinario dirigido por el Servicio Hidrológico y Geológico Suizo (OFEFP-SHGN), para el análisis de los peligros causados por los movimientos en masa en el contexto de las acti-

PROCESO	INTENSIDAD DÉBIL	INTENSIDAD MEDIA	INTENSIDAD FUERTE
Caídas de rocas	$E < 30\text{kJ}$	$30 < E < 300\text{kJ}$	$E < 300\text{kJ}$
Avalanchas de rocas	-	-	$E < 300\text{kJ}$
Deslizamientos	$V: \leq 2 \text{ cm/año}$	$V: \text{dm/año}$	Movimientos diferenciales fuertes; $v > 0.1\text{m/día}$ para deslizamientos superficiales; desplazamiento $> 1\text{m}$ por evento
Flujos de detritos			
Potencial	$e < 0.5\text{m}$	$0.5 < e < 2\text{m}$	$e > 2\text{m}$
Real	-	$h < 1\text{m}$	$H > 1\text{m}$
Subsidencia/colapso	-	Presencia de dolinas	
E: energía cinética e: espesor de la capa movilizable h: espesor del depósito de flujo de detritos V: velocidad del deslizamiento a termino mediano y largo			

Tabla 4.1: Criterios de intensidad de los distintos movimientos en masa (Lateltin, 1997).

vidades del ordenamiento del territorio (Latellin, 1997) y están resumidos en la tabla 4.1.

4.1. Procesos criogénicos

Según Corte (1993), los procesos geocriogénicos pasados y presentes están ampliamente extendidos en la provincia de Mendoza. Actualmente, toda la región cordillerana hasta los 3200 m está sometida a los efectos del permafrost y por debajo de esta cota, hasta sus estribaciones más bajas, al congelamiento y descongelamiento estacional. Debido a ello, los glaciares de escombros, la geliflucción y los flujos de barro de fusión (Fig. 4.1) son los fenómenos actuales más extendidos.



Figura 4.1. Flujo de barro de fusión de nieve en la quebrada Horcones.

La localidad de Puente del Inca, emplazada en la zona andina a 2719 m s.n.m., se halla entonces muy cerca del límite inferior del permafrost y es afectada por el proceso de congelamiento y descongelamiento estacional. Por el contrario, los laterales del valle se elevan hasta los 3900 m por el norte y 4200 m por el sur, con lo cual la parte superior de dichas laderas se halla sujeta a condiciones periglaciares.

Los flujos criogénicos (Fig. 4.2) ubicados en el valle del río Las Cuevas, próximos a la localidad de Puente del Inca, se originan por evolución de rampas detríticas de taludes nivales. En cuanto a la geoforma, de acuerdo con Corte (1971, 1989 a y b), serían glaciares de escombros de detrito criogénico. Debido a que se hallan próximos al límite inferior del permafrost, algunos son activos y otros inactivos.

Los glaciares de roca que se hallan en la ladera norte del valle frente a la localidad de Puente del Inca son inactivos. A partir de sus frentes generan extensas pendientes detríticas que se extienden ladera abajo por reptaje y soliflucción encauzándose en depresiones de la ladera como flujos de detritos. Estos flujos son los que llegan hasta el piso del valle y no así los flujos criogénicos que quedan colgados aproximadamente a 600 m por encima del valle. Los ubicados sobre la misma ladera, unos 2 km al este del Puente Natural son activos (mapa 3).

Los glaciares de roca situados en la ladera sur del valle, entre 2 y 3 km al oeste de Puente del



Figura 4.2. Flujo criogénico en la ladera norte sobre el Barrio Militar.

Inca, son de difícil interpretación, porque además de inactivos se habrían originado a partir de un talud de detritos ubicado al pie de un abrupto acantilado compuesto por yeso (Formación Auquilco). Debido a que el yeso se criometeoriza, en parte por disolución, el depósito se asocia a pequeñas dolinas diseminadas sobre el mismo. Además, la ladera, por debajo de este depósito, presenta una costra de precipitados químicos formada por disolución y reprecipitación.

El abundante volumen de detritos que cubre los faldeos y las formas asociadas a geliflucción son otras evidencias de condiciones periglaciares. En la parte alta de las laderas, la geliflucción forma lóbulos, mientras que en la parte baja de las mismas éstos se hallan en estado fósil, por lo que su morfología no es tan evidente debido a que son parcialmente cubiertos por acarreo reciente.

4.2. Procesos de remoción en masa

Bajo este título se describirán los procesos de remoción en masa en orden de recurrencia. Tal el caso de las caídas de rocas que, junto con las avalanchas de nieve según registros históricos, han sido causantes de eventos catastróficos causando daños y/o pérdidas de vidas humanas. Ejemplo de ello son

los desprendimientos o caídas de bloques que afectaron recurrentemente al Barrio Militar. Además de las caídas de rocas mencionadas anteriormente existen en la zona flujos de detritos, deslizamientos, y una serie de procesos confluyentes en un área cercana a la localidad de Puente del Inca (2 a 3 km al este) que han sido denominados «deformación gravitacional profunda».

4.2.1. Caídas de rocas o desprendimientos

Las caídas de rocas constituyen probablemente uno de los principales mecanismos de erosión y transporte sobre las laderas en el área de estudio y al mismo tiempo uno de los procesos naturales de mayor impacto después de las avalanchas de nieve.

Los factores que favorecen estos movimientos en la zona son el gran relieve relativo, las empinadas laderas, la presencia en ellas de rocas diaclasadas, la alternancia de rocas resistentes (cornisas o bancos en voladura) y friables aflorantes en las laderas y las condiciones de clima frío que favorecen el crioclastismo de las rocas.

Los desprendimientos o caídas libres se producen a partir de las cornisas y afloramientos (Fig. 4.3 y 4.4) correspondientes a rocas volcánicas (Traquitas Puente del Inca), rocas calcáreas (Fm.

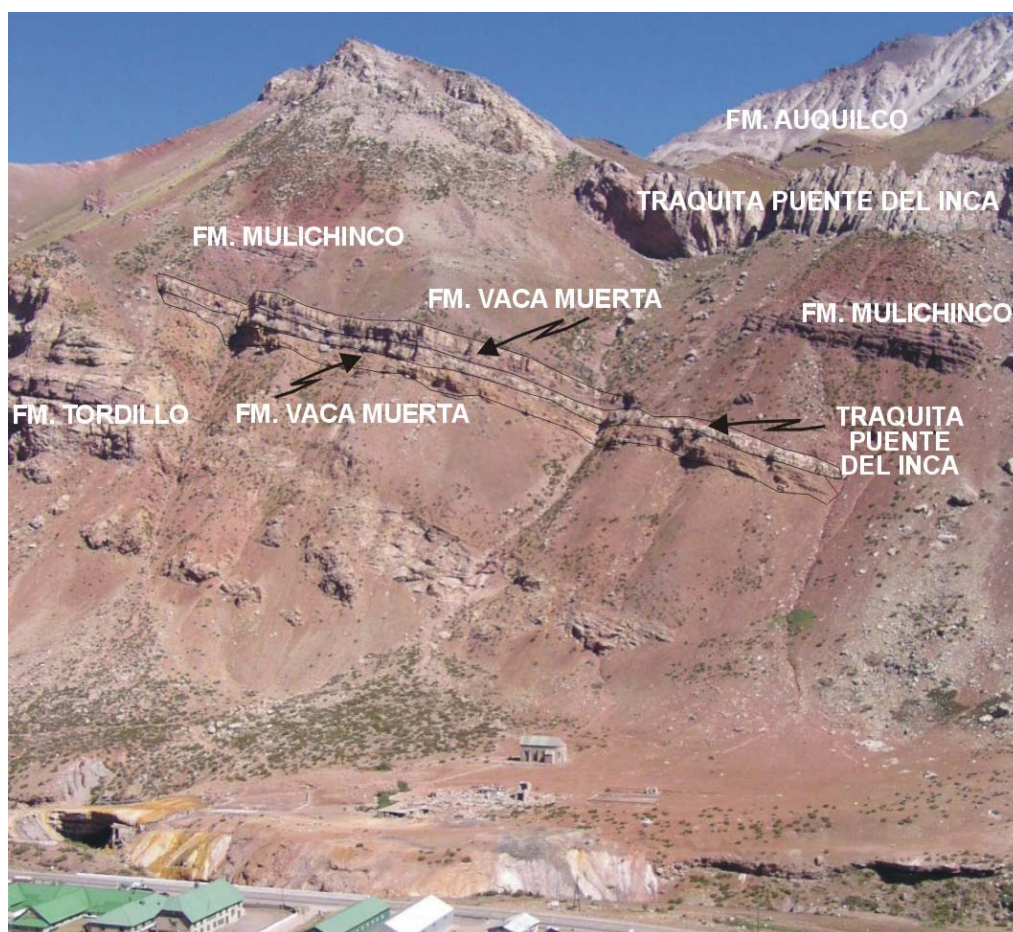


Figura 4.3. Filones capa de las Traquitas Puente del Inca y otras cornisas correspondientes a rocas duras aflorantes en la ladera.

Mulichinco), areniscas y conglomerados (Fm. Tordillo y Fm. Santa María), ubicadas en ambas laderas del valle. Los bloques, producto de estas caídas, forman potentes acumulaciones al pie de las laderas que constituyen conos de talud o bajadas (Mapa 3 y Fig. 4.5). Sin embargo, un pequeño porcentaje de los bloques que se desprenden de los afloramientos rocosos pasa el límite inferior del talud y cae sobre el piso del valle (Mapa 2).

El volumen de los bloques en general es entre 0,5 y 60 m³ y los bloques de mayor tamaño son de rocas volcánicas y conglomerádicas y los de menor tamaño de rocas calcáreas. Éstos son los volúmenes de bloques individuales, sin embargo algunos eventos de caída involucran volúmenes que podrían alcanzar 100 m³. Este tipo de suceso ha sido observado sobre la ladera sur a 1 km al este de la localidad de Puente del Inca, al pie de un afloramiento de rocas volcánicas.

Para identificar las zonas de caídas de bloques que llegan más allá de la base de los taludes, se usó un método empírico que se basa en el concepto de *rock-fall shadow*, el cual define la distancia que recorren los bloques individualmente (Hungry y Evans 1988; Evans y Hungry 1993). En el caso que nos ocupa, en la figura 4.6 se muestra la ubicación de los bloques caídos más allá del talud que se usaron para medir los ángulos de sombra de caída.

Los ángulos de caída de 5 bloques resumidos en la tabla 4.2, nos dan valores de entre 30,6 y 23,1

grados, para trazar una línea de zona de caída se ha usado el menor valor, 23 grados.

Con el propósito de medir la intensidad de este proceso se ha calculado la energía cinética teórica de algunos bloques. En la tabla 4.3 se resumen los datos de volumen, altura de caída y energía cinética de 5 bloques que sobrepasaron la base del talud, considerando una densidad promedio de 2,5 g/cm³ y una aceleración igual a 9,8 m/s².

A partir de los valores de Ec obtenidos en la tabla 4.3 se deduce que en la zona de estudio las caídas de rocas tienen intensidades que varían de débil a fuerte. Si bien estos valores de energía son teóricos, ya que se consideró una caída vertical y sin rozamiento, la intención fue dar una idea de la fuerza que pueden tener los bloques que caen más

Id.	Dimensiones	Ángulo de
		sombra de caída
-	L*A*a (en metros)	grados
1	0,5*1*1	23,5
2	1,5*2*1	28,8
3	6*6*5	
4	3*6*5	30,6
5	5*5*3	23,1

Tabla 4.2. Mediciones del tamaño y ángulo de sombra de caída de 5 bloques que llegaron más allá del talud. Número de identificación (Id.) de la ubicación de los mismos en la figura 4. L=largo; A=alto; a=ancho.



Fig. 4.4. Detalle del talud formado por las caídas de rocas.

Id.	Volumen m ³ (v)	Altura de caída en m (d)	Ec E=m*a*d KJ
1	0.5	83	1018
2	3	213	15671
3	90	345	761501
4	75	274	503989
5	60	250	367875

Tabla 4.3. Medidas de volumen, altura de caída y energía cinética para bloques que pasaron el límite del talud. Número de identificación (Id.) Ec= Energía cinética; $m=v \cdot 2,5 \text{ g/cm}^3$; $a=9.8 \text{ m/s}^2$.

allá de la base del talud. El límite de 300 kJ corresponde aproximadamente a la energía de impacto que puede ser soportada por una pared de hormigón armado y el límite de 30 kJ corresponde a la energía máxima absorbida por barreras rígidas de madera de roble.

La probabilidad de ocurrencia de la caídas de rocas es difícil de estimar, pero existe la evidencia de que varios bloques cayeron en el predio del Barrio Militar en los últimos 10 años y, en particular, uno de los bloques atravesó la pared de uno de los edificios. Al pie de la ladera sur también se observó un bloque que, según los pobladores, cayó en la primavera del año 2002. Por otra parte se están haciendo estudios sobre las propiedades geomecánicas en las zonas de aporte, para corroborar los relevamientos de campo.

Los principales factores desencadenantes para este tipo de movimientos podrían ser los movimientos sísmicos, las precipitaciones, el congelamiento

y descongelamiento y, los cambios bruscos de temperatura.

Caída de bloque - septiembre de 2002

A continuación se ilustrará y describirá en detalle un caso testigo correspondiente a un bloque caído el día 4 de septiembre del año 2002 en la ladera sur, margen derecha del río Las Cuevas, frente al cementerio de los andinistas e inmediatamente al este del puente del ferrocarril que allí se encuentra. En este sector se observa un corredor de caída de bloques que proyecta una sombra de caídas (distancia que avanzan los bloques desde su zona de arranque hacia el centro del valle) de aproximadamente 500 metros; penetrando los bloques desde el pie del talud hacia el centro del valle entre 150 y 200 metros, llegando incluso a sobrepasar el tendido ferroviario (Fig. 4.7).

La secuencia de fotos (figuras 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12 a-b, 4.13) que a continuación se mues-



Figura 4.5. En primer plano, bloques caídos al pie de ladera norte del valle, sector donde se ubica el Barrio Militar.

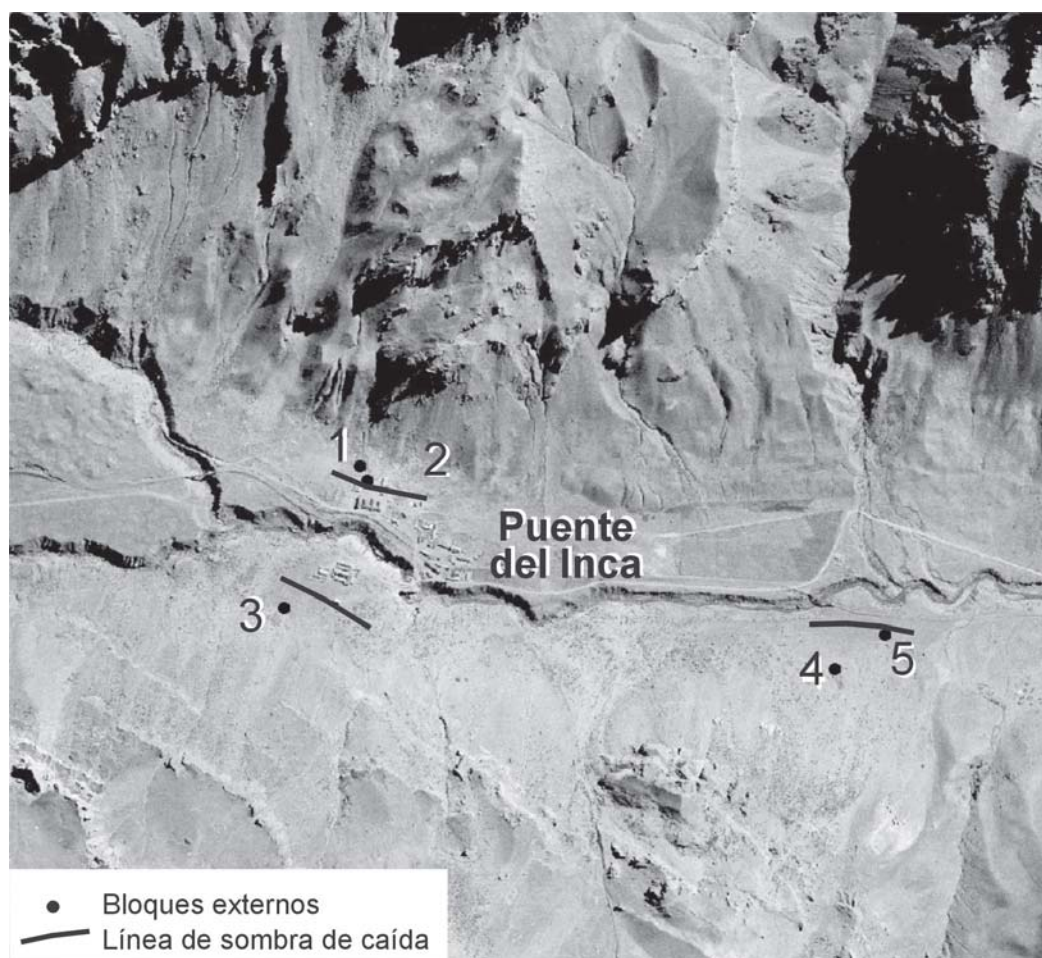


Figura 4.6. Ubicación de los bloques más allá del talud y línea de sombra de caída.



Figura 4.7. Sector cubierto por bloques caídos (sombra de caídas) que avanzan en el piso del valle hasta más allá del tendido ferroviario. En el centro de la foto la persona se ubica en el hoyo producido por el impacto del bloque y atrás un surco de arrastre del mismo.



Figura 4.8. Cicatriz de arranque del bloque en los filones traquíticos. Huellas dejadas por los primeros impactos del bloque y surco de arrastre producido por un bloque más pequeño sobre la ladera.



Figura 4.9. Bloque impactado durante la caída. Se puede ver el surco dejado por el bloque que cayó y trozos del mismo producidos por la rotura durante el impacto.

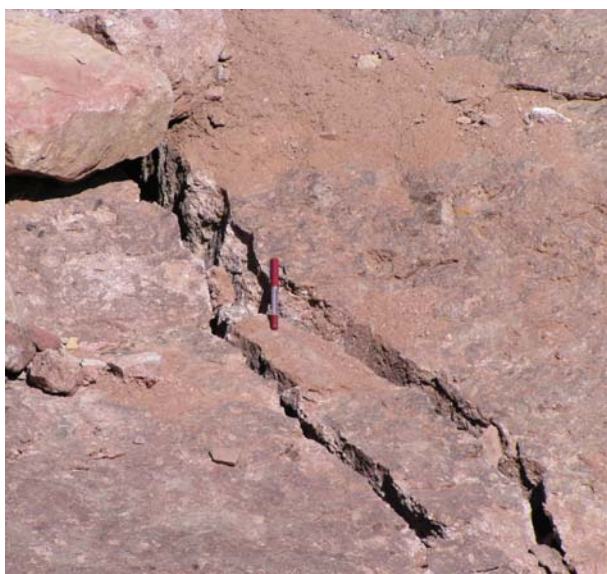


Figura 4.10. Fractura producida por el impacto en el bloque de la figura 25.



Figura 4.11. Hoyo producido por la caída del bloque, luego de impactar, quebrar y rebotar sobre los que encuentran atrás.

tran, ejemplifican la caída del bloque, a través de los distintos impactos que resultan de una sucesión de saltos o rebotes y arrastres sobre el talud. A fin de destacar la energía de los impactos se muestra la fractura producida por el bloque de caída al impactar sobre otro ubicado en el talud de aproximadamente 20 m^3 , al que partió en dos.

Luego de impactar sobre este último, el bloque de caída saltó unos 30 m y al caer produjo un hoyo de aproximadamente $1,80 \text{ m}$ de profundidad por 6 m de largo. Luego de esto siguió rebotando hasta que a medida que perdía energía absorbida en los distintos impactos, originó un surco final de arrastre de $0,50 \text{ m}$ de profundidad por unos 25 m de longitud. El bloque se fue desintegrando a través de los distintos impactos, pero aún así su volumen final tiene aproximadamente 70 m^3 .

4.2.2. Flujos de detritos

En general, los flujos de detritos en el área se ubican sobre los grandes abanicos aluviales, o en cárcavas generadas a media ladera o en morenas. El material de los depósitos está compuesto, por lo común, por la roca que aflora en la naciente de la cárcava y sedimentos de los depósitos glaciares y coluviales que incorpora en su trayecto. Por lo tanto, la litología de los flujos es variada (calizas, are-



Figura 4.12 a y b. Surco de arrastre producido sobre el talud durante la parte final del movimiento.

niscas, conglomerados, dacitas, etc.). Los depósitos son caóticos con bloques grandes inmersos en una matriz de sedimentos más finos. El espesor varía entre 1 y 2 metros.

Sobre la ladera norte, parte de los flujos se dan en cárcavas que están erosionando los depósitos glaciares (Mapa 2) formando en algunos casos pequeños abanicos sobre la terraza glacifluvial. El espesor de estos flujos varía entre 0,5 y 1 metro. En la misma ladera, detrás del Barrio Militar, se han mapeado 2 flujos de detritos cuyas zonas de arranque están ubicadas a la altura de los primeros cornisones.

Sus depósitos (Fig. 4.14) tienen un volumen aproximado de 40.000 m³ el mayor y 10.000 m³ el de menores dimensiones.

El requerimiento fundamental para la generación de flujos en este sector de clima frío de alta montaña es que se produzca durante el verano fusión de nieve. Esto difiere de lo que ocurre al este, en la zona de la Precordillera, donde las precipitaciones torrenciales de verano son las responsables de la formación de flujos aluvionales (Corte, 1993).

En cuanto a los daños que puedan provocar los flujos sobre la infraestructura de Puente del Inca



Figura 4.13. Al final del recorrido el bloque caído queda semienterrado al pie del talud.



Fig. 4.14. Flujo de detritos sobre la ladera norte a espaldas del barrio militar.

no se tiene ningún registro histórico. Las dos zonas más expuestas son el Barrio Militar situado al pie de la ladera norte y el área del Puente Natural al pie de la ladera sur. En este último lugar se ha desviado el curso a la salida de la quebrada, construyendo una defensa con los bloques del mismo depósito del abanico, para que los flujos de detritos no lleguen al puente natural.

Según los criterios de intensidad de la tabla 4.1, este proceso en la región de estudio se puede considerar como fuerte, ya que el espesor de los depó-

sitos de flujo es en la mayoría de los casos mayor de 1 metro y el espesor de la capa movilizable mayor de 2 metros.

Movimiento complejo

A 2 km al este de la localidad de Puente del Inca hay por lo menos 5 grandes flujos (Fig. 4.15) de detritos vinculados a un «movimiento complejo» (Varnes, 1978), el cual puede ser subdividido en dos tramos (ver en Geomorfología Fig. 3.10), el primero de ellos correspondería a una deformación gravita-



Figura 4.15. Flujo de detritos vinculado genéticamente con la expansión lateral.

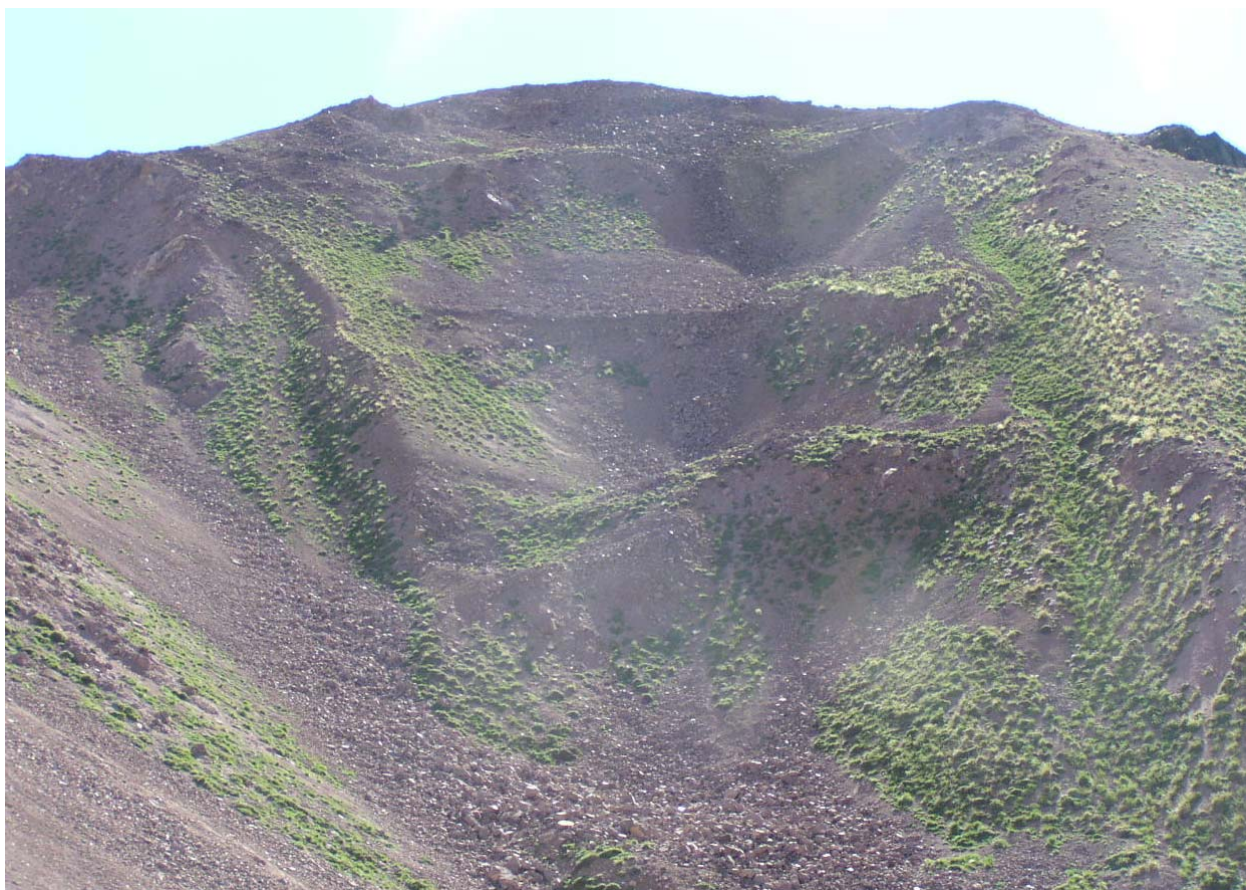


Figura 4.16. Bloques descendidos gravitacionalmente en la cabecera de los flujos.



Figura 4.17. Detalle de los flujos mostrando los albardones marginales y el canal de descarga.

cional profunda y el segundo a los flujos antes mencionados. Estos últimos tienen una zona de arranque que se identifica claramente debido a la presencia de un escarpe principal y, generalmente, varios secundarios correspondientes a bloques descendidos gravitacionalmente a favor de las estructuras de tracción de la deformación mencionada en la zona de cambio de pendiente de la ladera (Fig. 4.16).

Los flujos descienden aproximadamente 500 m recorriendo una zona de alto gradiente. Se trata por lo tanto de movimientos rápidos que pueden llegar a adquirir dimensiones catastróficas por su velocidad y volumen.

En la parte media, el material movilizado por los flujos ha generado albardones marginales bien definidos a ambos lados del canal de descarga, que concentran abundante cantidad de bloques (Fig. 4.17). El canal de descarga muestra obstrucciones o endicamientos por acumulación de material, que son la prueba de la existencia de reiteraciones periódicas de estos movimientos. En el caso que se menciona serían eventos de pequeña magnitud y que, por lo tanto, han dejado sus depósitos dentro del canal de descarga. En este sector, los flujos recorren una ladera cubierta por distintos niveles de morenas. Con seguridad, gran parte de estos depósitos morénicos fueron removilizados por los

flujos, de allí el gran volumen que muestran sus depósitos.

La zona distal o zona de acumulación del movimiento se ubica sobre el pie de la pendiente y parcialmente sobre el fondo del valle. El material allí depositado (mezcla de bloques, arenas y limos) tiene un espesor de aproximadamente 10 m y el lóbulo distal un ancho máximo de aproximadamente 300 metros. La falta de morfologías lobuladas en el micro-relieve de la parte superior del depósito, hace pensar que allí llegó la parte más fluida, correspondiente a la cola del movimiento. Este último, casi un flujo de barro, rellena las irregularidades y suaviza la superficie del depósito.

El flujo relíctico de Horcones se observa en la figura 4.18.

4.2.3. Deslizamientos

En el área, los deslizamientos fueron mapeados por fotointerpretación pero no han sido visitados en el campo, ya que se localizan en las partes más altas de las cuencas de los tributarios del valle del río Las Cuevas.

La mayoría de los movimientos se producen en las rocas ígneas del Basamento prejurásico. Las cicatrices se generan sobre los filos y los depósitos, en



Figura 4.18. Vista oeste desde la ladera norte del “flujo Horcones”. Nótese la construcción en el centro a la izquierda que corresponde a las instalaciones de la Aduana.

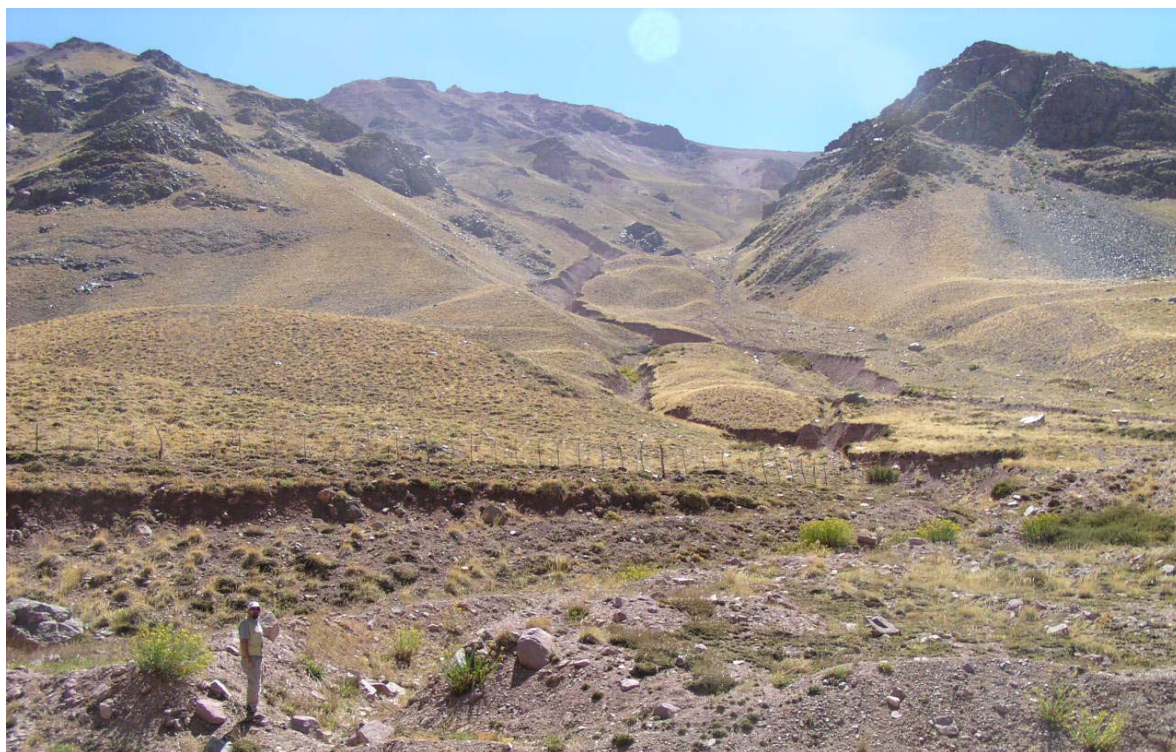


Figura 4.19. Cárcavas activas en el límite oriental de la deformación gravitacional profunda.

general, llegan hasta el fondo del valle siendo la superficie que cubre el depósito menor a 200.000 m².

Teniendo en cuenta el ambiente en el que se encuentra la localidad de Puente del Inca habría que considerar lo que sucede a lo largo de la cuenca de los ríos Las Cuevas-Mendoza. En la misma existen evidencias geológicas de endicamientos asociados a deslizamientos. Aquí son comunes los grandes deslizamientos, debido al sobre-empinamiento de las laderas causado por erosión glaciaria, y la inestabilidad de las mismas por el alivio de presión como consecuencia del retroceso glaciario. Si a esto se suma la sismicidad de la zona, se comprende perfectamente la posibilidad de endicamientos asociados a deslizamientos.

4.3. Procesos de erosión y sedimentación fluvial

Los procesos de erosión y sedimentación fluvial se dan en las planicies aluviales de los ríos principales y en los abanicos aluviales emplazados en la desembocadura de los tributarios del río Las Cuevas.

Además de la erosión lateral en los cursos principales (escarpa de erosión en mapa de procesos al 25.000) se observan numerosas cárcavas (Fig. 4.19) generadas por erosión retrocedente por la que se canalizan flujos de detritos.

El río Las Cuevas recibe aportes de caudal de varios ríos y arroyos que se alimentan fundamentalmente de deshielo, por lo tanto presenta un aumento en su caudal durante el verano. El cauce del mis-

mo, entre la localidad de Las Cuevas (al oeste del área) y la de Punta de Vacas por el este, se halla encajonado. Esto es producto de la acelerada erosión vertical sobre los espesos depósitos de terrazas fluviales, morenas y abanicos aluviales. Estos depósitos tienen materiales medianamente consolidados y de granulometría mediana a gruesa que facilitaría, entre otros factores, el proceso de erosión.

Las crecidas estacionales incrementan la erosión lateral del río, actuando de esta manera como desencadenantes de movimientos en masa, los que son del tipo deslizamientos rotacionales, vuelcos y caídas (ver en Capítulo 6 Fig. 6.1). Esto produce un retroceso de la escarpa, por lo que se considera inestable a la zona cercana a la barranca del río (ver Mapa 4). Además de los aumentos de caudal, la erosión se favorece por una disminución de la sección del cauce provocada por la caída de grandes bloques. En Puente del Inca, un bloque caído de grandes dimensiones (entre 18 y 20 m³; Rimoldi, 1993) generó aumento de la velocidad del río y de la erosión vertical y desvío local del cauce que se recuesta hacia la margen opuesta.

4.4. Inundación y anegamiento

La inundación se asocia a momentos de importante precipitación por volumen e intensidad, o a crecidas de corrientes encauzadas que se producen en un lapso breve de tiempo.

El anegamiento ocurre en los sectores de relieve cóncavo y su entorno, así como las zonas bajas o



Figura 4.20. (1) dolina; (2) diapiro en la ladera norte.

de muy escaso gradiente, donde el agua no tiene posibilidad de migrar o lo hace muy lentamente por falta de relieve disponible. En el área de estudio, las zonas susceptibles a ser anegadas se encuentran en las zonas de baja pendiente (entre 2 y 6 grados), las que se ubican en la parte media del valle, sobre la terraza del río Las Cuevas y sobre la superficie del flujo Horcones. Los anegamientos se producen en general en la época de deshielo en las partes del terreno ligeramente deprimidas.

Las inundaciones, en cambio, están vinculadas a las crecidas de los cursos de agua que bajan de las vertientes norte y sur del valle. En el mapa de procesos geológicos (Mapa 3) estas áreas son de color verde coincidiendo con las planicies aluviales y los abanicos (Mapa 2).

Las inundaciones y las crecidas no representan uno de los procesos más activos en el área, sin embargo deben tenerse en cuenta para una futura ocupación del suelo.

4.5. Procesos kársticos

4.5.1. Disolución y subsidencia

En el área de trabajo se observan, en pequeños sectores, materiales yesíferos pertenecientes a la Formación Auquilco; la distribución de los mismos está controlada por los corrimientos y los efectos del flujo plástico. En los alrededores del flujo Horcones se encuentran dos sectores de afloramiento. En el oriental, sobre el pavimento de la ruta, se ven rajaduras y

pequeños pozos. En el edificio de la Aduana, cercano al flujo, también se presentan varias rajaduras.

En la ladera sur de Puente del Inca se localizan cuatro dolinas de pequeñas dimensiones las cuales se están estudiando para saber su origen (colapso, disolución, subsidencia). En tanto en la ladera norte, por encima del Barrio Militar, aflora un pequeño diapiro y en su lateral occidental se observa una dolina (Fig. 4.20), los cuales se encuentran también en análisis. Los factores que condicionan este proceso son litológicos, estructurales, hidrogeológicos y climáticos.

El yeso tiene una solubilidad en torno a los 2 g por litro, lo cual condiciona la velocidad de disolución y la karstificación del macizo rocoso, detectable a escala humana (a comparación con materiales carbonatados que son menos solubles). La densidad de diaclasas en el sector es muy alta y generalmente es directamente proporcional a la densidad de dolinización. Las regiones de comportamiento hidrogeológico y climático de alta montaña son propensas a estos fenómenos.

4.6. Crecientes que pueden afectar a la localidad de Puente del Inca

Tanto el río Mendoza como los tributarios de su cuenca superior, los ríos Vacas, Las Cuevas y Tupungato, son cursos con un régimen de alimentación glaciar influida además por la fusión nival. Sus caudales varían de acuerdo con la temperatura, en la estación fría hay bajas de aguas por retención invernal, mientras que en la estación cálida se veri-

fican crecientes estivales por ablación. Éstas son crecientes normales asociadas al tipo de régimen. Además, se dan crecientes que exceden las máximas normales, causadas por el derretimiento acelerado de grandes depósitos de nieve blanda en las altas montañas. Finalmente, hay registros de crecidas extraordinarias como las que ocurridas el 10 y el 11 de enero de 1934 en el río Mendoza. En este caso, el flujo destruyó puentes y 12,6 km de ruta a lo largo del río Mendoza y se originó por el abrupto colapso de un lago producido por el endicamiento del río del Plomo a consecuencia del reavance (*surge*) del Glaciar Grande del Nevado. Este antecedente histórico vincula el flujo a la falla del embalse natural originado por una barrera neoglacial.

En la cuenca existen, además, evidencias geológicas de endicamientos asociados a deslizamientos. En este ambiente son comunes los grandes deslizamientos, debido al sobre-empinamiento de las laderas ocasionado por erosión glaciaria que, combinada con el subsecuente alivio de presión debido al retroceso glaciario, ha causado inestabilidad en las laderas. Si a esto se suma la sismicidad de la zona se comprende perfectamente la posibilidad de endicamientos asociados a deslizamientos. Excelentes ejemplos son los descritos por Espizúa (1989) en la desembocadura del río Colorado en el río Mendoza, 6 km aguas abajo de Punta de Vacas, donde dos grandes movimientos enfrentados, ubicados respectivamente en las márgenes derecha e izquierda del río Mendoza, lo endicaron alternativamente.

Otro movimiento que endicó al río Mendoza fue la avalancha de rocas de Tigre Dormido (Fauqué *et al.*, 2001) localizada 12 km aguas abajo de la estación Uspallata, situada a orillas del río Mendoza. Como en los ejemplos anteriores, corroboran el endicamiento la presencia de depósitos lacustres compuestos por arcillas laminadas que en el caso del paleolago del Tigre Dormido se han conservado 2 km aguas arriba del antiguo cierre, sobre la margen derecha del río Mendoza y a 130 m por encima del curso actual.

También en la zona de Puente del Inca hay evidencias de endicamientos naturales que pudieron haber generado crecientes por colapso de los cierres naturales. Una de ellas está representada por los depósitos lacustres arcillosos que se apoyan discordantemente sobre el flujo Horcones, en el extremo occidental del mismo, evidenciando la presencia de un paleolago en el valle del río Las Cuevas, endicado por el flujo Horcones. La otra evidencia cercana a la localidad se halla sobre el río Horcones, más o menos a mitad de camino entre Confluencia y la desembocadura del arroyo Durazno. En este lugar, el lateral izquierdo del valle está compuesto por una secuencia estratificada de la Formación Tordillo cuyas capas inclinan con alto ángulo hacia el eje del valle; esta disposición estructural favorece los deslizamientos. Prueba de la ocurrencia de los mismos son los depósitos de bloques

angulosos ubicados en ambas márgenes del río en este sector (Fig. 4.21) fácilmente identificables de los bloques de bordes redondeados por abrasión glaciaria. No se han detectado en esta zona depósitos de endicamiento, lo que puede resultar de la erosión de los mismos facilitada por lo estrecho del valle o debido a un endicamiento parcial y/o de corta duración. Un proceso actual que también podría generar endicamientos temporarios fue descrito por Espizúa (1989), quien citó una corriente de barro que en 1983 avanzó por el arroyo Durazno alcanzando el río de los Horcones.

Este sector puede generar actualmente deslizamientos que interrumpan el curso de agua dando lugar a un endicamiento temporario produciendo un riesgo potencial de crecientes extraordinarias cuando se rompe el dique natural y afectar a la localidad de Puente del Inca. Habría que disponer de un plan de acción, para abrir una brecha en caso de que los deslizamientos obstruyan el curso, para evitar el colapso del dique natural y la crecienta posterior.

Otro proceso actualmente activo y vinculado a la obstrucción de cursos fluviales es el *surge* del glaciar Horcones inferior (Fig. 4.22), cuyo reavance no solo afectaría al puente que conduce al campamento de Plaza de Mulas, sino que además podría interrumpir el drenaje del valle del Horcones superior, con las consecuencias previsibles que esta situación genera respecto de endicamientos temporarios y subsecuentes crecientes por colapso de los primeros.

Esta situación podría agravarse en el futuro debido a que el calentamiento climático registrado en el último siglo ha acelerado algunos procesos alpinos naturales, como resultado de la reciente deglaciación. Entre ellos se pueden consignar las avalanchas glaciarias, deslizamientos e inestabilidad de las pendientes causadas por el desconfinamiento glaciario y flujos aluvionales (crecientes) a partir de morenas y glaciares que endicaron lagos o cursos fluviales.

Precisamente, el glaciar Horcones inferior es un glaciar negro o de fase cubierta, alimentado en cabeceras por avalanchas glaciarias (Fig. 4.23) que se desprenden de glaciares colgados ubicados en la pared sur del cerro Aconcagua (Fig. 4.24), arrastrando abundante detrito rocoso. Estas avalanchas glaciarias son más comunes durante el verano y resultan de la disminución de la resistencia a la tracción en la masa de hielo a través de la progresiva fragmentación asociada con el desarrollo de *crevasses*, fusión de partes del glaciar que pueden estar congeladas en el sustrato y reducción de la resistencia friccional en la interfase roca hielo debido al incremento de la presión de agua subglacial. Con respecto a esto conviene destacar que el glaciar Horcones inferior es de base húmeda, y por lo tanto podría decirse que está saturado en agua que ocupa posiciones supraglaciarias, englaciarias y subglaciarias. Las mismas causas que favorecen la



Figura 3.18. Bloques angulosos provenientes de deslizamientos ubicados en ambas márgenes del río Horcones. Este material evidencia un endicamiento temporal del curso fluvial.



Figura 3.19. Reavance (*surge*) del glaciar Horcones inferior en la zona de Confluencia



Figura 3.20. Avalancha glaciaria que se desprende de la pared sur del cerro Aconcagua. Este mecanismo es el que domina en la zona de alimentación del glaciar Horcones inferior.



Figura 3.21. Glaciares colgados en la pared sur del cerro Aconcagua.

movilidad de los glaciares colgados de la pared sur facilitan el flujo del glaciar Horcones inferior. Por lo tanto, la combinación de estos dos efectos, aumento del aporte en cabeceras (avalanchas glaciarias) y disminución de la resistencia friccional con el sustrato, son las consecuencias del *surge* que actualmente registra el glaciar.

Es importante destacar que las posibles crecientes solo afectarían, por erosión acelerada, las márgenes de los ríos Horcones y Las Cuevas, debiendo preverse en el ordenamiento territorial esta situación, a fin de evitar la construcción de infraestructura en las proximidades de las barrancas de ambos cursos. Crecientes de este tipo también podrían dañar al monumento natural Puente del Inca.

5. POTENCIALES ZONAS DE CAÍDAS DE ROCAS DETERMINADAS CON EL MÉTODO CONEFALL PARA EL ÁREA DE PUENTE DEL INCA

5.1. Método del cono o sombras de caída

Para hacer una primera estimación de la distancia máxima recorrida por un bloque, algunos autores (Heim, 1932; Scheidegger, 1973; Onofri y Canadian 1979; Evans y Hungr, 1993) sugirieron una aproximación simple que modela las caídas de rocas como una masa que se desliza o rueda sobre una superficie con un ángulo de fricción promedio (Fig. 5.1). Desde el punto de vista de la energía significa que un bloque que sale de su fuente viaja pendiente abajo y se detiene en el punto de intersección con la topografía, con una línea de energía que sale de la fuente con un ángulo ϕ con la horizontal.

Otra de las aproximaciones es a través del ángulo de sombra, que se define como el ángulo con la horizontal que forma la línea que une el margen exterior de la sombra y el ápice del talud.

5.2. Aplicación del método

Para la zona de Puente del Inca se usó un modelo de elevación digital (MDT) obtenido a partir de

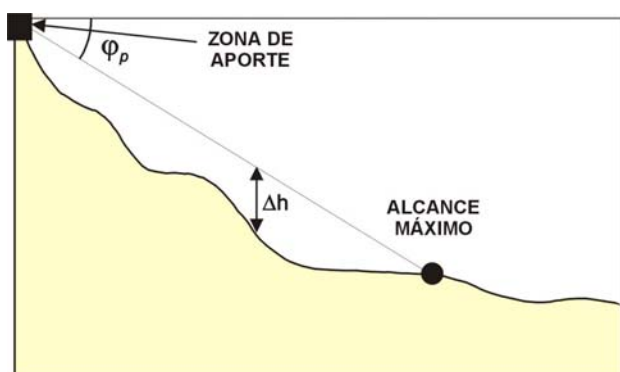


Figura 5.1. Relación entre el ángulo ϕ y la distancia de alcance máximo.

fotos aéreas con control de campo con un pixel de 3,2 m modificado a 16 metros.

El primer paso consistió en buscar las probables áreas de proveniencia de las caídas de bloques. Para ello se hizo un mapa de pendientes a partir del MDT (Fig. 5.2) y se seleccionaron todas las pendientes empinadas, es decir mayores a 40° en nuestro caso. El resultado de este cálculo es una grilla raster. A partir de estos datos se consideró que cada pixel «cornisa» es un punto potencialmente inestable.

Para calcular las zonas potenciales de caídas con el programa Conefall se usó el MDT y la grilla de las áreas de proveniencia.

El primer mapa (Fig. 5.3) se realizó sobre el MDT de 16 m, donde las potenciales zonas de aporte son las pendientes mayores que 40° . Las zonas de propagación fueron estimadas tomando la pendiente del cono de 33° .

El segundo mapa se hizo tomando como fuente el pie de los afloramientos y una pendiente para el cono de $27,5^\circ$ (Fig. 5.4). Como se puede observar, comparando las figuras 5.3 y 5.4, el área de propagación de los bloques para el primero (cono 33°) es menor al del segundo (cono $27,5^\circ$).

El método que consiste en suponer como aporte el pie de los afloramientos con un ángulo de $27,5^\circ$; es el que involucra mayor superficie de susceptibilidad a las caídas de rocas.

En las figuras 5.5 y 5.6, los resultados de las zonas de propagación están indicados con los valores de energía máxima para un bloque de 1000 kg (equivalente a un bloque de aproximadamente 90 cm de diámetro). Los distintos colores corresponden a rangos de energía, $E < 30 \text{ kJ}$, $30 \text{ kJ} < E < 300 \text{ kJ}$, $E > 300 \text{ kJ}$, definidos en las recomendaciones suizas para el mapeo de peligrosidad aplicado al ordenamiento territorial (Lateltin, 1997). El límite de 300 kJ corresponde aproximadamente a la energía de impacto que puede ser soportada por una pared de hormigón armado y el límite de 30 kJ a la energía máxima absorbida por barreras rígidas de madera de roble.

5.3. Discusión y conclusión

El método de los conos es muy útil para tener una primera aproximación de las probables áreas expuestas a caídas de rocas. Aunque para una escala de detalle, la identificación de la peligrosidad no puede ser analizada solamente con un modelado, sino que se necesitan estudios geotécnicos, datos de campo y registros de los eventos, entre otros.

Para este estudio, a modo de validación, se puede comparar el mapa de procesos realizado a partir de interpretación de fotos aéreas y datos de campo, con los mapas obtenidos con el programa Conefall.

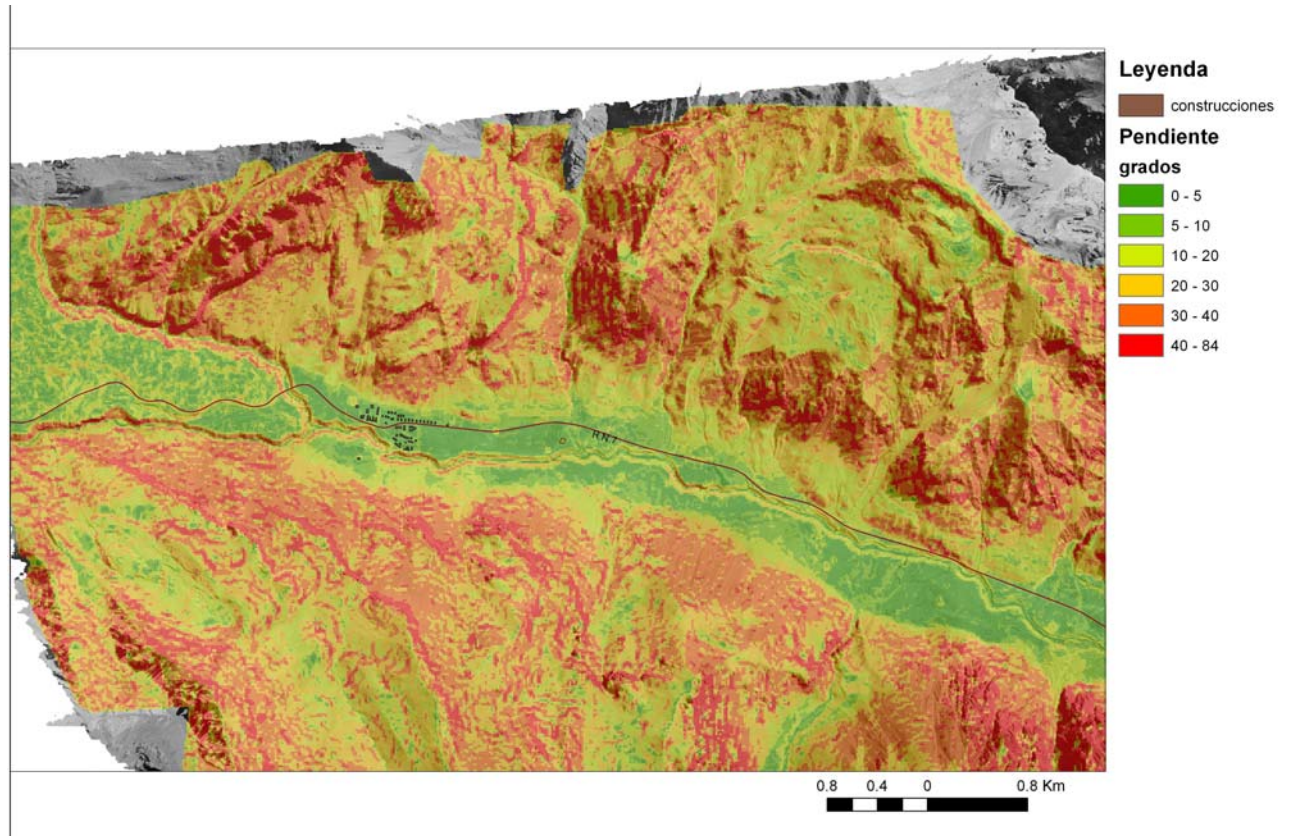


Figura 5.2. Mapa de pendientes.

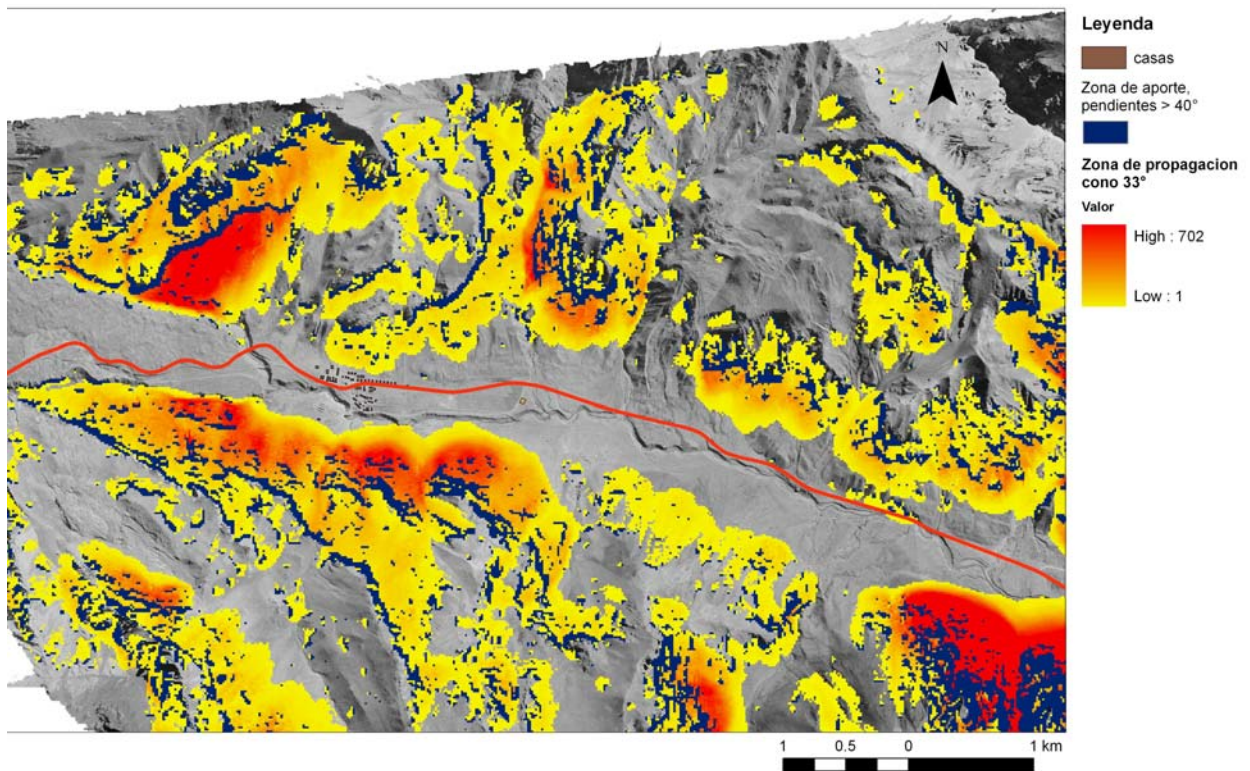


Figura 5.3. Mapa de potenciales áreas de caídas, con zona de aporte > 40° y cono 33°.

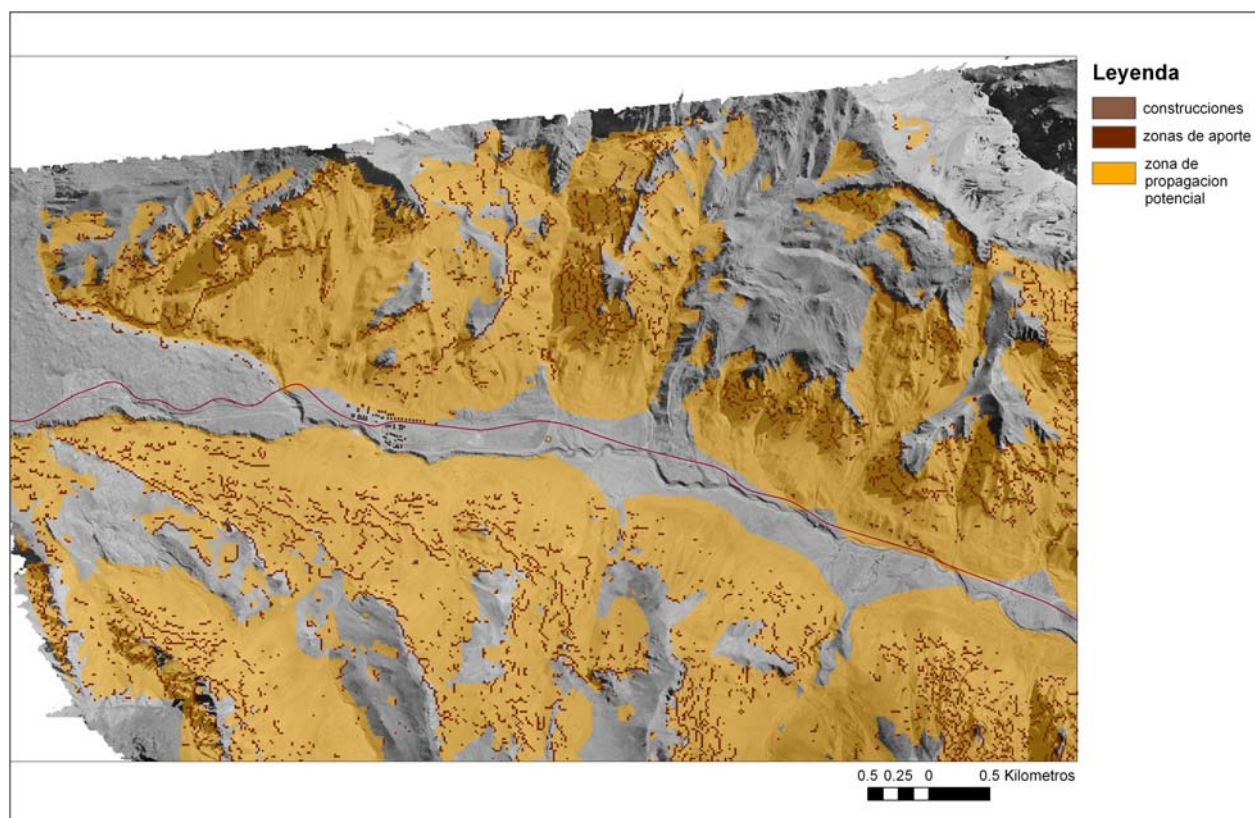


Figura 5.4. Mapa de potenciales áreas de caídas, con zona de aporte > 40° y cono 27,5°.

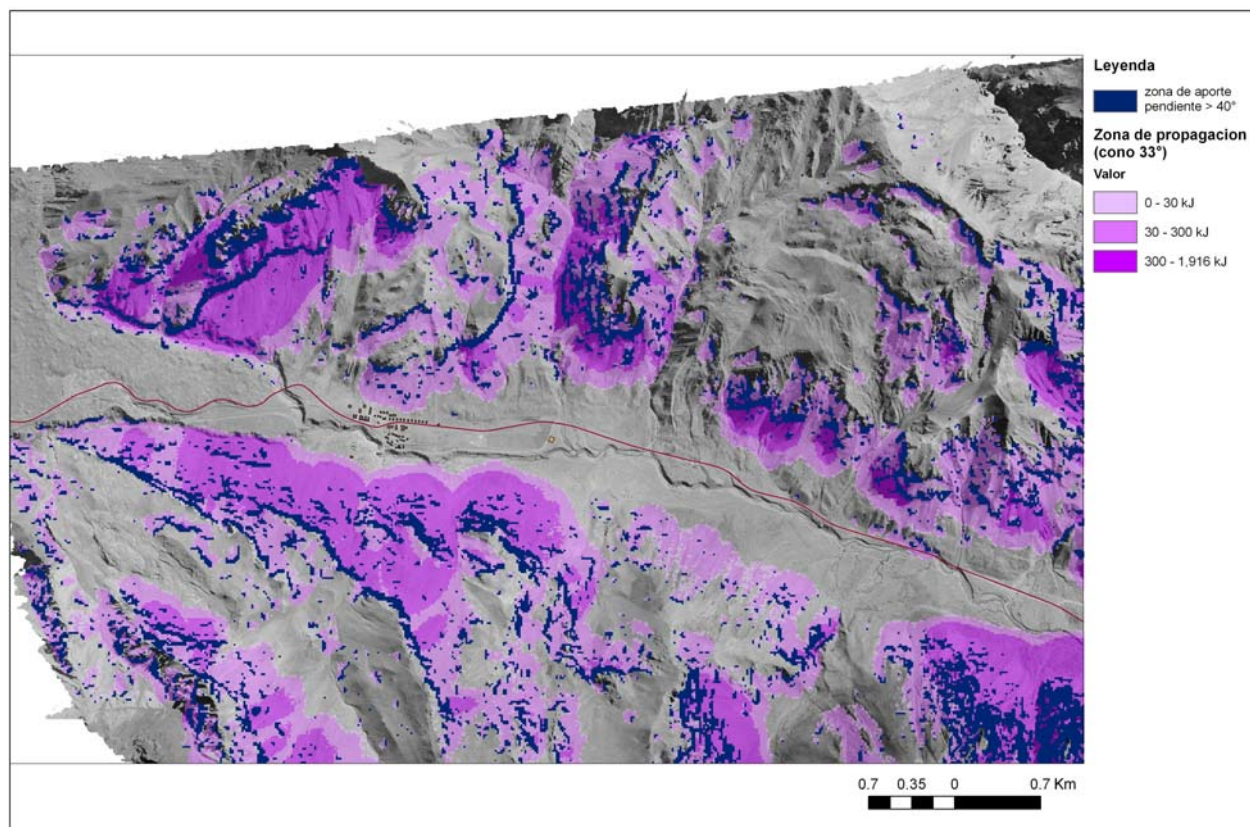


Figura 5.5. Mapa de potenciales áreas de caídas, con valores de energías, zona de aporte > 40° y cono 33°.

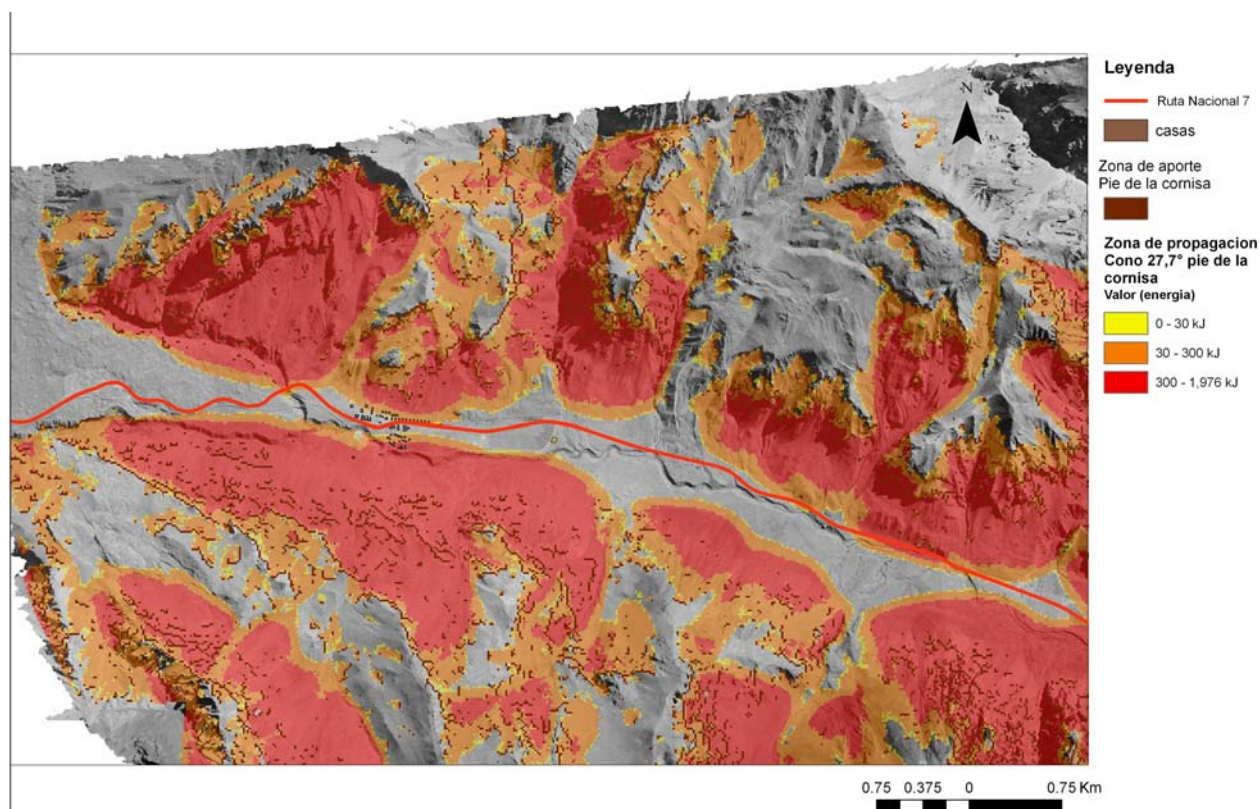


Figura 5.6. Mapa de potenciales áreas de caídas, con valores de energías, zona de aporte > 40° y cono 27.5°.

Para validar los modelos calculados con el Conefall se comparan las potenciales zonas de caídas de rocas con el mapa de procesos, hecho con datos de campo. De esta comparación, lo primero que se observó es que el mapa calculado por el método del pie del afloramiento y un cono de 27,5° tenía la mejor correlación con el mapa de procesos. En este último se han mapeado los bloques de roca que se depositaron en el valle y los que se encuentran en las laderas; se puede ver que las zonas de los bloques coinciden aproximadamente con las potenciales áreas calculadas con el Conefall. Además, analizando los resultados de los mapas con los valores de energías se observa que un 75% de las áreas tienen una energía mayor a 300kJ, intensidad alta (Fig. 5.6).

6. SUSCEPTIBILIDAD

El mapa de susceptibilidad geomorfológica realizado para la localidad de Puente de Inca (escala 1:7.500) delimitó zonas con posibilidad de ser afectadas por procesos geodinámicos y permitió identificar un área apta para la construcción de viviendas de uso permanente. Los procesos morfogenéticos reconocidos en el paisaje son los siguientes (Tabla 6.1): C, caídas de rocas; F,

flujos; D, deslizamientos; E, erosión hídrica; I, crecientes, inundaciones y anegamiento; K, disolución y subsidencia; G, flujo criogénico y S, sedimentación.

Además, existen las avalanchas de nieve, proceso natural que con mayor recurrencia genera riesgos en la localidad. Este tema fue analizado por investigadores del Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA).

La susceptibilidad fue clasificada en alta, moderada y baja (mapa 4). Así, se denomina susceptibilidad alta a aquella donde el proceso geodinámico tiene antecedentes en el paisaje mostrando geoformas de edades muy recientes; susceptibilidad baja es aquella en la cual el proceso es poco frecuente en el paisaje. Por último, el grado moderado de actividad se refiere a un grado de actividad intermedia.

Los criterios y guías para identificar la susceptibilidad (tabla 6.1) fueron realizados según información relevada en el campo y mediante la experiencia del equipo de trabajo.

6.1. Resultados y conclusiones

Las zonas aptas para la construcción de viviendas son aquellas áreas que presentan susceptibilidades bajas. De acuerdo con esta premisa, el área

apta se ubica en un sector al este de la localidad de Puente del Inca.

Se descarta la zona al oeste de la localidad de Puente del Inca (Zona de Complejo Aduanero Horcones) debido a que el origen del depósito que allí se encuentra corresponde a un flujo relíctico derivado de una avalancha de rocas originada por el colapso de un sector de la pared sur del cerro Aconcagua (ver capítulo geomorfología). Asimismo, la zona tiene problemas geotécnicos para la construcción de in-

fraestructura debido a problemas de disolución vinculados a la existencia de rocas calcáreas y con yeso situadas por debajo del depósito de flujo.

6.2. Zona apta para de construcción viviendas

Esta zona se ubica en un sector al este de la localidad de Puente del Inca. El límite este está representado por el área afectada por los flujos pro-

Procesos	ALTO	MODERADO	BAJO
C: Caídas	Elevada cantidad de bloques sueltos, irregulares, grandes provenientes de las laderas inmediatas. Taludes, escarpas, conos de talud, acumulación de bloques.	Presencia escasa de bloques, o con antecedentes históricos puntuales. También se incluyen áreas sin bloques y que potencialmente pueden tener caídas.	Sin presencia de bloques y donde potencialmente es muy difícil que caigan.
F: Flujo	Evidencias recientes de acumulación de bloques por flujos de detritos. Abanicos aluviales.	Zonas con flujos poco notorios y que pueden presentarse en forma potencial.	Sin evidencias de flujos y zonas sin flujos potenciales.
I: Crecientes e inundaciones	Zonas con evidencias de inundación por la escorrentía. Arcillas, playas secas, suelos mal drenados con cauces.	Zonas inundadas con poca frecuencia y escasa magnitud.	Zonas que difícilmente puedan ser inundadas.
D: Deslizamiento	Zonas con evidencias de deslizamientos. Escarpas, pendientes rocosas inestables, pendientes de cárcavas.	Zonas con potenciales deslizamientos. Barranca a orillas del río Cuevas.	Zonas que difícilmente pueden ser afectadas por deslizamientos.
A: Anegamiento	Zonas con evidencias de anegamiento por lluvias o deshielos in situ. Playas arcillosas en relieves con drenaje centrípeto o cerrado o suelos mal drenados.	Zonas con anegamiento de escasa magnitud a partir de lluvias que caen <i>in situ</i> .	Zonas con anegamiento escaso a partir de precipitaciones que caen <i>in situ</i> .
E: Erosión hídrica	Zonas con cárcavas.	Zonas con carcavamiento potencial.	Zonas sin cárcavas actuales o potenciales.
S: Sedimentación	Zonas con sedimentación elevada.	Zonas con escasa sedimentación.	Zonas con sedimentación muy escasa.
K: Disolución y subsidencia	Zonas con rasgos y geoformas de disolución. Dolinas y afloramientos de calizas o yesos.	Zonas con disolución y subsidencia potencial. Afloramientos de yeso o caliza cubiertos.	Zonas sin evidencias de disolución y karst.
G: Flujo Criogénico	Zonas con geoformas periglaciares con rasgos de inestabilidad. Glaciares de roca.	Flujos periglaciares fósiles y estables.	Zonas sin flujos periglaciares

Tabla 6.1. Criterios para el mapeo a escala 1:5000.

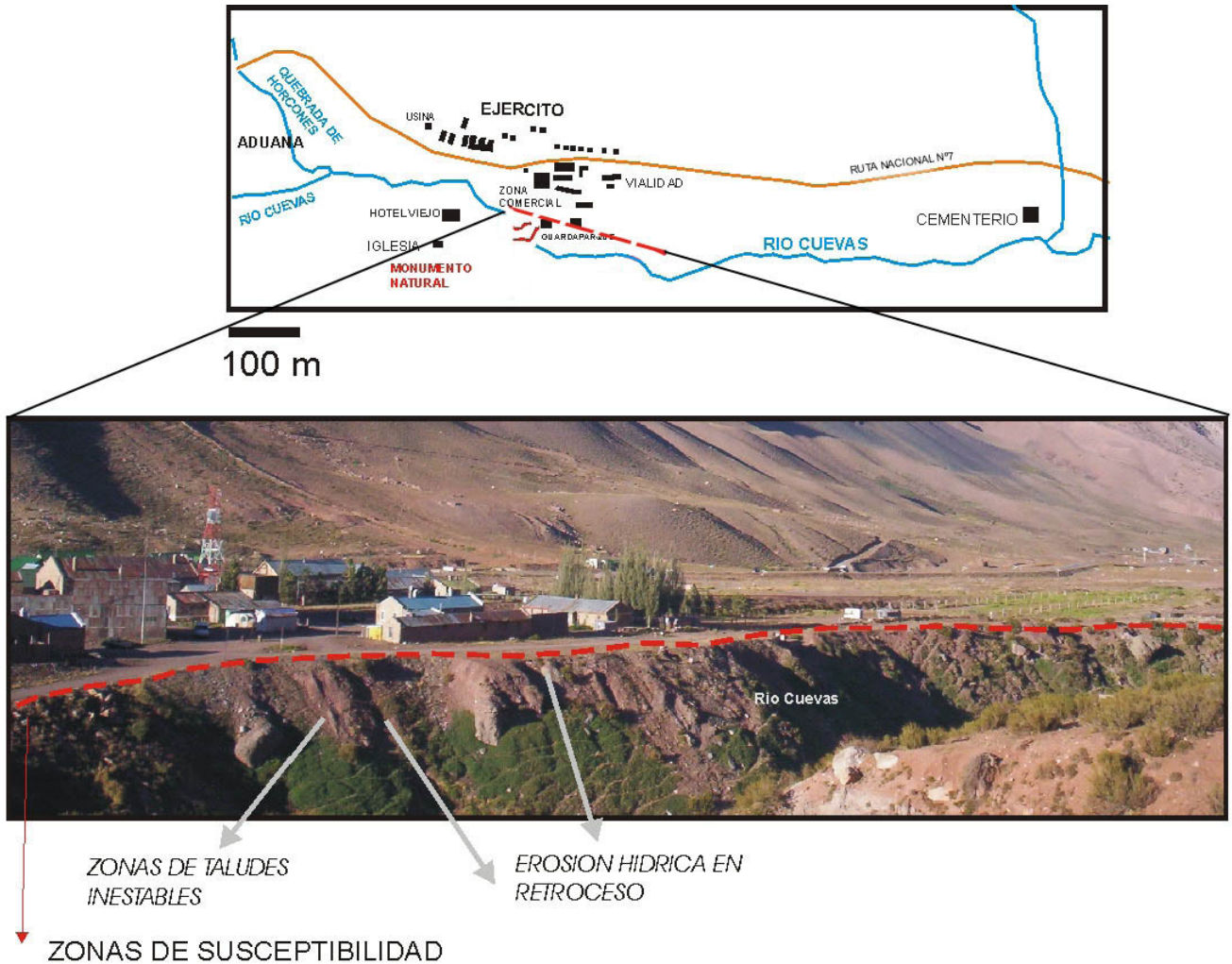


Figura 6.1. Zonas de erosión y taludes inestables aledañas al río Cuevas.

venientes del arroyo Banderitas Norte. Este arroyo también cuenta con paleocauces que pueden ser reactivados en las crecientes extraordinarias (Fig. 6.5 y mapa 4) y que se sugiere rectificar (véase Recomendaciones).

Hacia el poniente, la zona limita aproximadamente con una línea imaginaria norte-sur que coincide con los senderos de avalanchas de nieve del año 1984. El límite norte se ubica aproximadamente con parte del trazado de la ruta nacional N° 7 (Mapa 4). El límite sur de la franja se sitúa en forma paralela y a 20 m de distancia del límite superior de la barranca del río Las Cuevas. Los 20 m de distancia de zona de seguridad podrían ser afectados por la acción del socavamiento de la base del talud del

valle del río Las Cuevas. Este proceso de socavación es resultado de la erosión lateral del río Las Cuevas (Figs. 6.1 y 6.2) ya sea durante las crecientes ordinarias como extraordinarias. Ejemplos de la inestabilidad de esta zona se presentan en la margen izquierda del río Las Cuevas a la altura del cuartel del Ejército Argentino (Fig. 6.2).

Las figuras 6.4, 6.5, 6.6 y 6.7 ilustran las laderas norte del valle del río Las Cuevas entre la localidad de Puente del Inca y la quebrada del Panta.

Con el fin de aumentar la seguridad y reducir la peligrosidad a eventuales urbanizaciones se sugiere implementar recomendaciones referidas al estudio más detallado de algunos procesos naturales tales como las avalanchas de nieve.

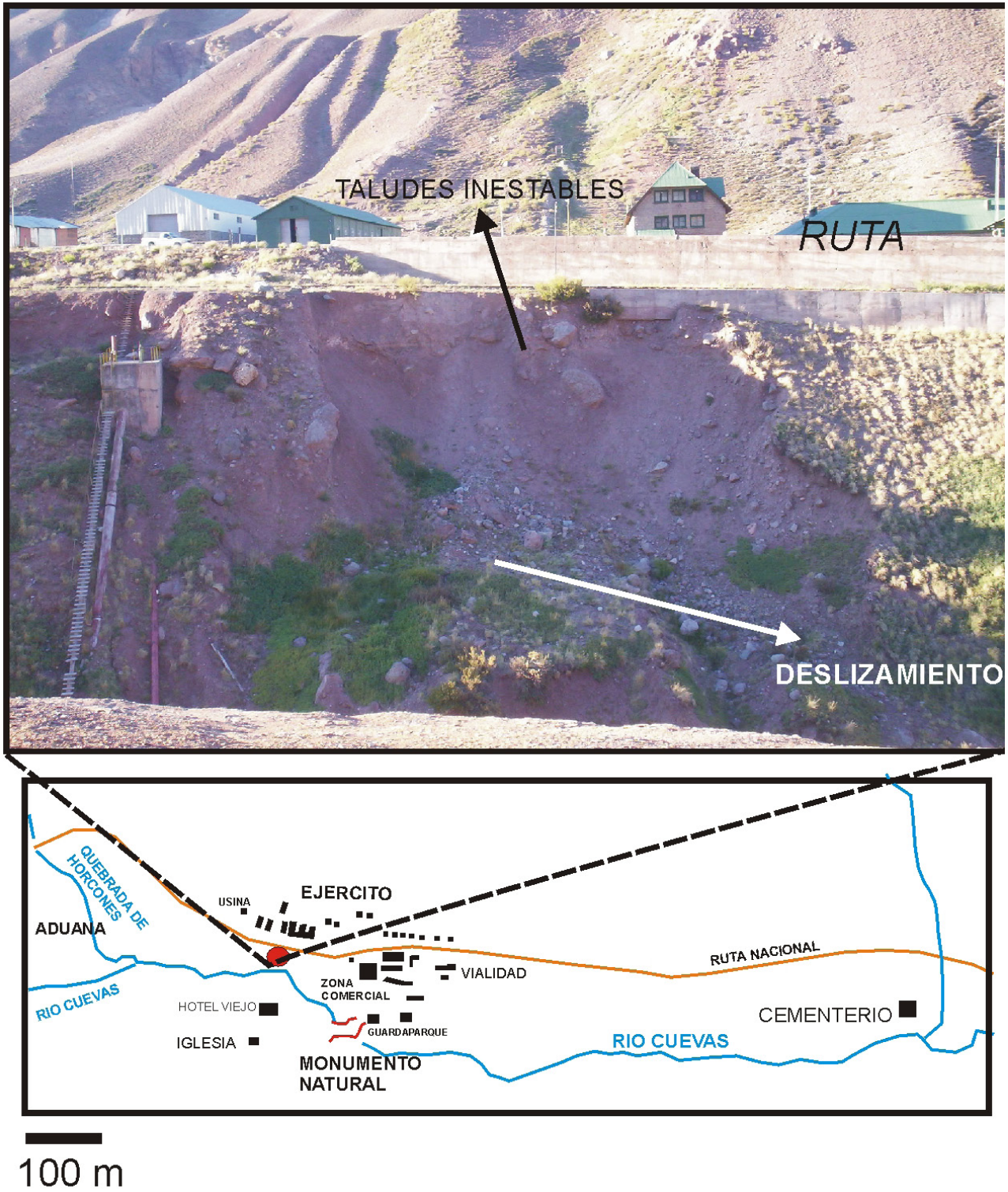


Figura 6.2. Pendientes inestables frente al cuartel del ejercito.

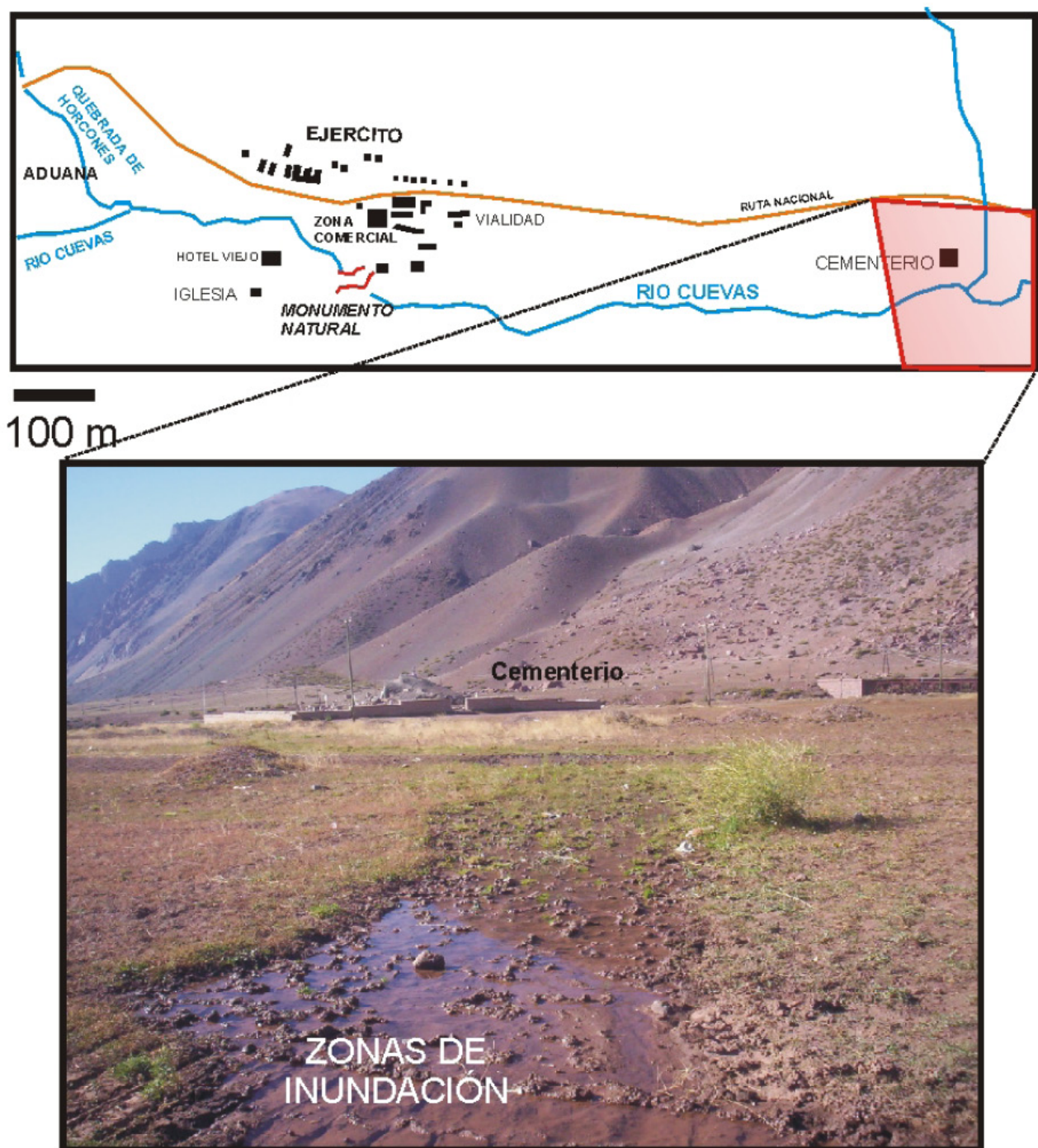


Figura 6.3. Inundación en el sector NO del Cementerio de Andinistas.

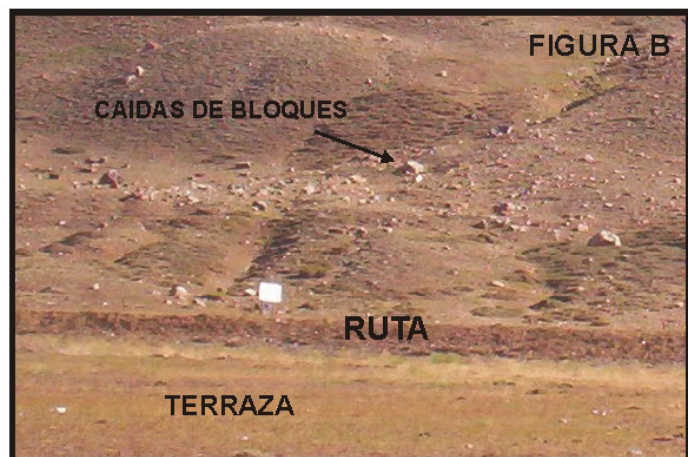
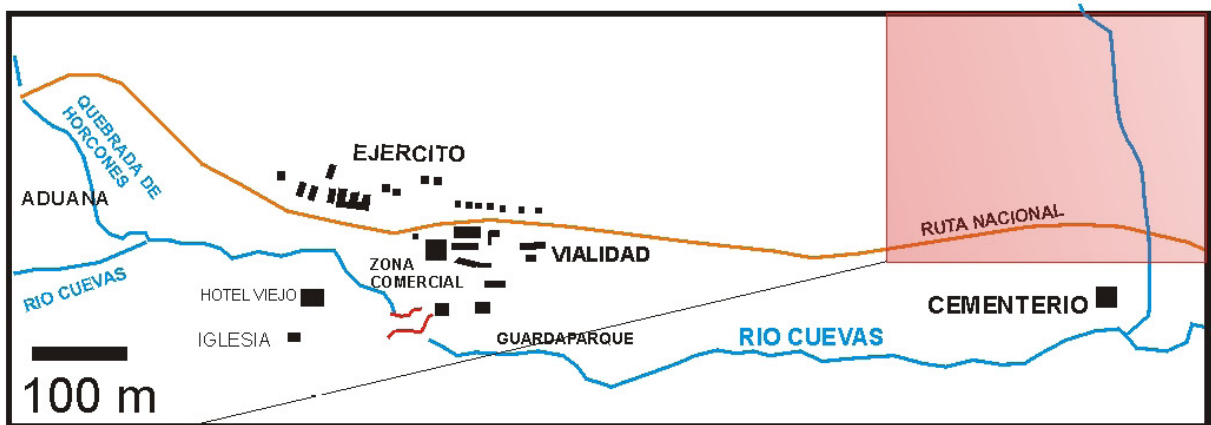


Figura 6.4. Procesos activos en la ladera norte del valle a la altura del Cementerio de Andinistas.

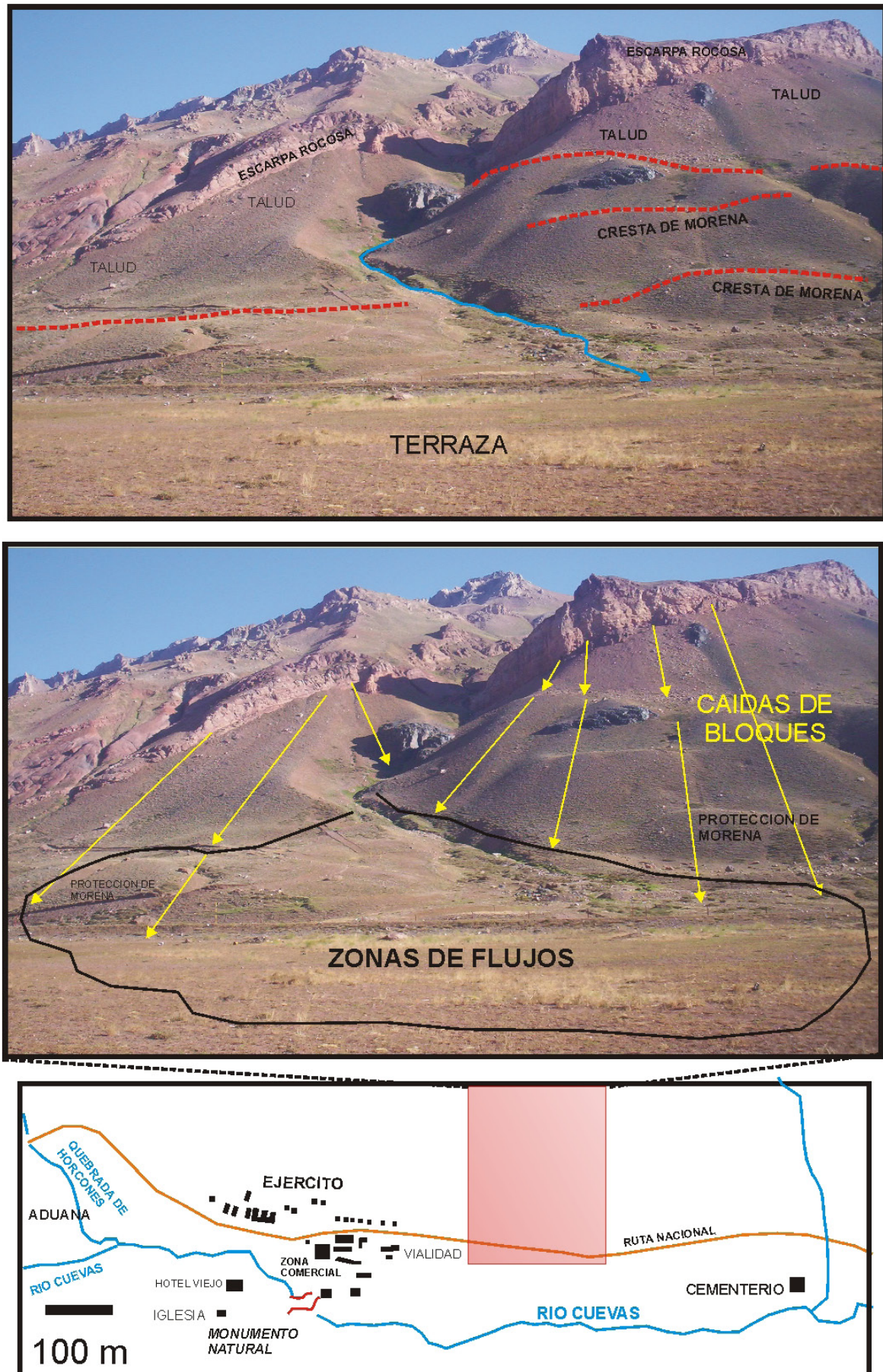


Figura 6.5. Procesos en la ladera norte y flujos.

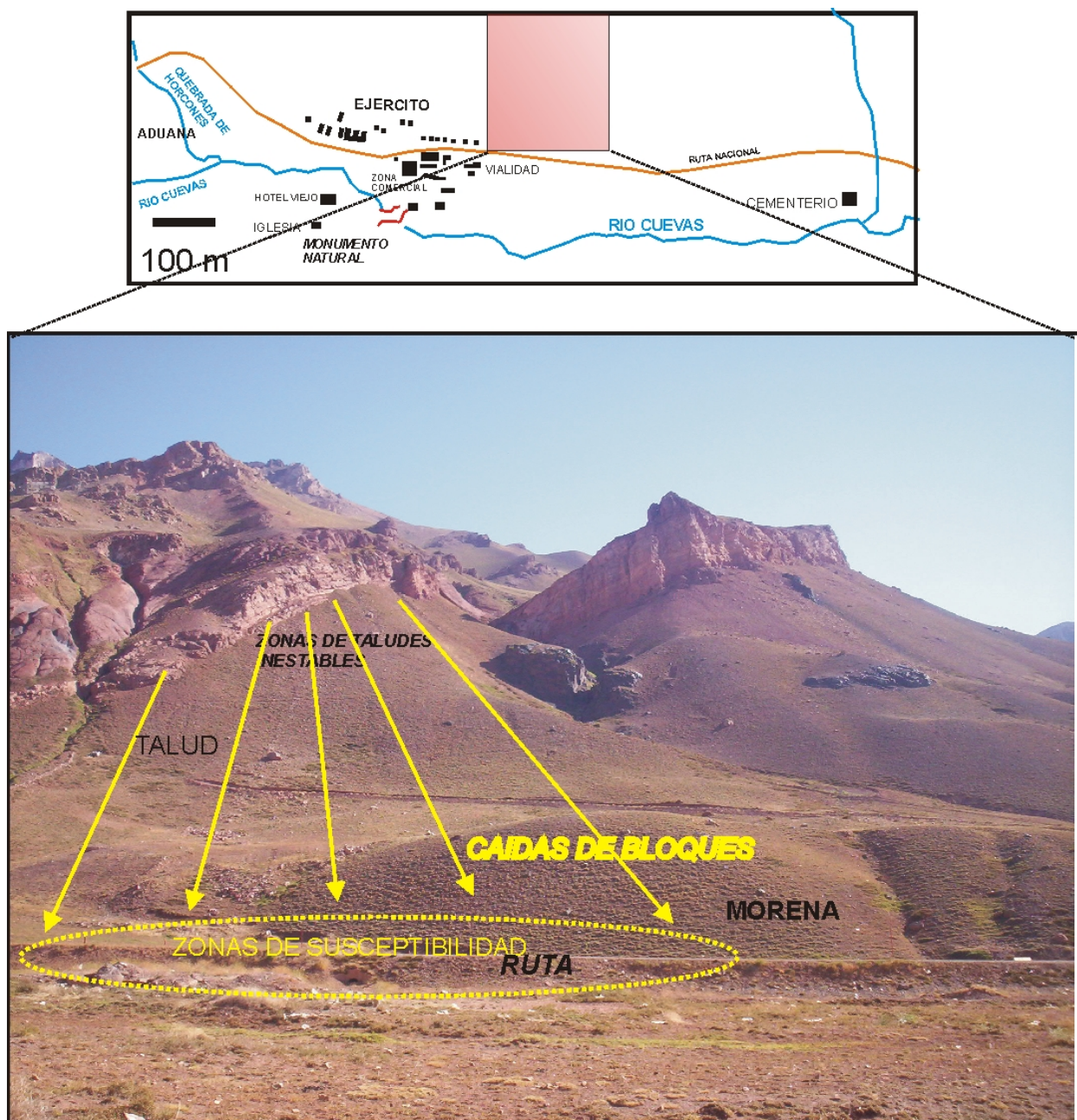


Figura 6.6. Pendientes al norte de la localidad con caídas de bloques.

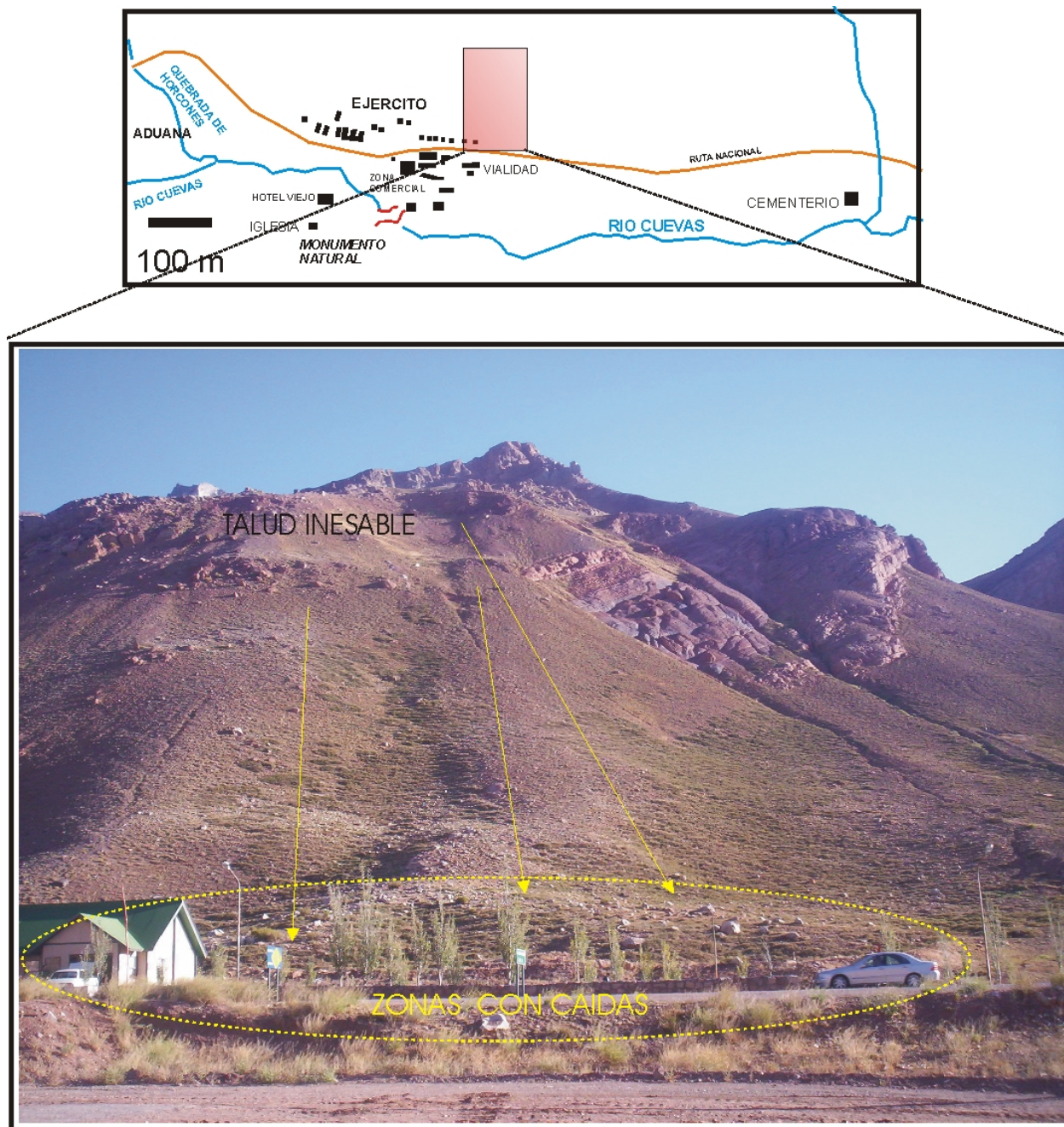


Figura 6.7. Pendientes al norte de la localidad con caídas de bloques.

7. RECOMENDACIONES

7.1. Medidas de protección

Recomendación N° 1		CONSTRUIR SOLAMENTE EN ÁREAS APTAS
Prioridad:		Muy alta
Carácter:		Preventivo
Efectividad esperada:		Muy alta
Costo estimado:		Muy bajo
Descripción:	Se sugiere colocar viviendas solamente en las zonas con susceptibilidad baja. Estas áreas están identificadas en el mapa 4 con letras de color celeste.	

Recomendación N° 2		MEJORAR Y CONSTRUIR DEFENSAS CONTRA CAÍDAS DE BLOQUES
Prioridad:	Alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Media	
Costo estimado:	Muy alto	
Descripción:	Se sugiere colocar terraplenes u otras defensas con el fin de minimizar la susceptibilidad por caídas de rocas. La ubicación de las defensas se debe hacer en lugares específicos del terreno que serán determinados a partir del lugar en donde se ubiquen las viviendas y de las características de la ladera adyacente, es decir de la topografía, geología, estructura y geomorfología de la ladera.	
Recomendación N° 3		MEJORAR EL DRENAJE PLUVIAL
Prioridad:	Muy alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Alta	
Costo estimado:	Alto	
Descripción:	Si se decide urbanizar las áreas marcadas aptas (mapa 4), se sugiere mejorar el drenaje pluvial y de deshielo que proviene de las laderas inmediatas y que origina inundaciones y anegamientos.	

Recomendación N° 4		COLOCAR DEFENSAS EN EL ARROYO BANDERITAS NORTE PARA MITIGAR EVENTUALES CRECIENTES
Prioridad:	Muy alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Alta	
Costo estimado:	Bajo	
Descripción:	Se sugiere canalizar en el arroyo Banderitas Norte y colocar defensas ante eventuales crecientes del mismo. Se sugiere colocar terraplenes en los puntos de potenciales desbordes a través de los paleocauces indicados en el mapa 4.	

Recomendación N° 5		ESTUDIO DE PELIGROSIDAD DE AVALANCHAS DE NIEVE
Prioridad:	Muy alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Medio	
Costo estimado:	Medio	
Descripción:	Las avalanchas de nieve constituyen el principal proceso que origina peligrosidad en el área. Se sugiere realizar un estudio que identifique las zonas que podrían ser afectadas por potenciales avalanchas de nieve en toda la localidad y en los terrenos a urbanizar.	

Recomendación N° 6		REALIZAR ESTUDIOS GEOTÉCNICOS Y GEOMECÁNICOS
Prioridad:	Alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Alta	
Costo estimado:	Muy alto	
Descripción:	En la zona de la confluencia de la quebrada de los Horcones y el valle del río Las Cuevas se presentan hoyos formados a partir de la disolución del yeso. Este material no es apto para las cimentaciones debido a que constituyen bases y suelos muy inestables con la humedad (ver capítulo procesos). Se sugiere realizar estudios geotécnicos con el fin de evaluar las condiciones geomecánicas del suelo y si el yeso se encuentra subaflorente.	

7.2. Plan de monitoreo

Recomendación N° 8		MONITOREO DE LA PARED SUR DEL ACONCAGUA (GLACIAR SUPERIOR) Y GLACIAR HORCONES INFERIOR
Prioridad:	Muy alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Alta	
Costo estimado:	Bajo	
Descripción:	Se sugiere monitorear los posibles endicamientos de agua que origine el glaciar de la Quebrada de Horcones Inferior y que constituyan un peligro a las poblaciones ubicadas aguas abajo. Asimismo también se sugiere el monitoreo de la escarpa de hielo del glaciar colgado en la pared sur del Aconcagua (Glaciar superior). Eventuales desprendimientos de masas de hielo de gran volumen en el valle de Horcones Inferior podrían originar posibles flujos que afectarían a la zona de la localidad de Puente del Inca.	

Recomendación N° 9		MONITOREO DE COBERTURA DE NIEVE Y DE POTENCIALES AVALANCHAS
Prioridad:	Muy alta	
Carácter:	Preventivo	
Efectividad esperada:	Alta	
Costo estimado:	Alto	
Descripción:	Se sugiere realizar un plan de vigilancia de la cobertura de nieve durante el invierno en las laderas inmediatas a toda la localidad y a los terrenos a urbanizar con el fin de predecir eventuales movimientos. Dicho plan de vigilancia consta del reconocimiento de escarpas, pequeños movimientos, perfiles de nieve, etc.	

Carácter	
Preventivo	Recaudos para que un efecto se minimice
Correctivo	Repara consecuencias de efectos
Mitigador	Recupera recursos
Evitador	Busca la no producción de efectos

Efectividad esperada	
Alta	> 75 %
Media	50 - 75 %
Baja	25 - 50 %
Muy baja	< 25 %

Costo estimado (\$)	
Alto	> 50.000
Medio	20.000 - 50.000
Bajo	5.000 - 20.000
Muy bajo	< 5.000

BIBLIOGRAFÍA

- Bastías, H., G.E. Tello, L.P. Peruca y J.D. Paredes, 1993. Peligro Sísmico y Neotectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales, Relatorio, 6(1): 645-658. Mendoza.
- Baumann, V., M. Coppolecchia, M.A. Gonzalez, L.E. Fauqué, M. Rosas, S. Altobelli y R.L. Hermanns, 2005. Landslide Processes in Puente del Inca Region, Mendoza, Argentina. Landslide Risk Management. Canadá.
- Bengochea, L.E., S.C. Porter y H.P. Schwarcz, 1987. Pleistocene Glaciation Across the High Andes of Chile and Argentina. En: Abstracts International Union of Quaternary Reserch INQUA, 11th International Congress, Ottawa. Canadá.
- Bustos, R., 1977. Le massif de l'Aconcagua. Theses. Bordeaux University. France.
- Castano, J.C., 1986. Características principales del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985: Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación Técnica N° 11, 1- 43.
- Cegarra, M., G.L. Lo Forte y A.S. Sanguinetti, 1993. La alta cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y Las Cuevas (32°50' Lat. S.). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:85-93. Mendoza.
- Corominas Dulcet, J. y A. García Yagüe, 1977. Terminología de los movimientos de ladera. 4° Simposio Nacional sobre taludes inestables : 1051-1072. Granada. España.
- Corte, A.E., 1971. Laboratory formation of extrusion features by multicyclic freeze and thaw in soils. Colloque International de Geomorphologie, 8:158-160. Liege.
- Corte, A. E., 1989 a. Rock glaciers taxonomy. En: Gardino, J., F. Schroeder Jr. y J.D. Vitek (Eds.), Rock glaciers, 27-40, Allen & Unwin. London.
- Corte, A.E., 1989 b. Central Andes rock glaciers: applied aspects. En: Gardino, J., F. Schroeder Jr. y J.D. Vitek (Eds.), Rock glaciers, 289-304, Allen & Unwin. London.
- Corte, A.E., 1990. Geocriología. El frio en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza. Instituto Provincial de la Cultura, Gobierno de Mendoza. FUNDAR Editorial Gráfica.
- Corte, A.E., 1993. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales, Relatorio, 1(16): 205-216. Mendoza.
- Corte, A.E., 1998. Rock glaciers. En: Glaciers of Chile and Argentina, by Louis Lliboutry. En: Glaciers of South America. Williams, Jr., R.S. & J.G. Ferrigno (Ed.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-1. Washington.
- Corte, A.E. y L.E. Espizúa, 1981. Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza. Mendoza. Argentina. IANIGLIA - CONICET: 3-102. Mendoza.
- Elsamex. Vialidad Invernal. Estudio de la Transitabilidad invernal en la ruta 7, Tramo Mendoza-Frontera con Chile. Buenos Aires (1996-2000).
- Enjalbert, H., 1957. La vallee du Río Mendoza (argentine). Essai sur l'évolution du modèle des Andes sèches. Bulletin Assoc. Geogr. Français, 267-268:10-27.
- Espizúa, L.E., 1989. Glaciaciones pleistocénicas en la quebrada de los Horcones y río de las Cuevas, Mendoza, República Argentina. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y naturales. Tesis doctoral, inédita, 266 pp. San Juan.
- Espizúa, L.E., 1993. Geología Glacial cuaternaria del valle del río Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6:80-91. Mendoza.
- Espizúa, L.E., J.D. Bengoechea y C.J. Aguado, 1993. Mapa de riesgo de remoción en masa en el valle del río Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6:323-332. Mendoza.
- Evans, S. y O. Hungr, 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of the talus slopes. Canadian Geology Journal, 30: 620-636.
- Fauqué, L., V. Baumann, M. Rosas, M.A. Gonzalez, M. Coppolecchia, I. Di Tomasso, R. Hermanns y C. Wilson, 2005. Evidencia de endicamientos en la cuenca del río Mendoza. Provincia de Mendoza. Argentina. Landslide Risk Management. Canadá.
- Fauqué, L., J.M. Cortés, A. Folguera y M. Etcheverría, 2001. Avalanchas de rocas asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza. Peligrosidad geológica asociada. Serie de Contribuciones Técnicas, Peligrosidad Geológica N° 2. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Fernández García, F. y M. Polimeni, 2003. Características Climáticas de los valles del Río Aconcagua (Chile) y del Río Mendoza (Argentina). En: Evaluación Global del Medio Geográfico como base de un ordenamiento racional en el principal corredor Bioceánico del Plan Mercosur: Valles del Río Mendoza (Argentina) y Aconcagua (Chile). Universidad Nacional de Cuyo-Universidad Autónoma de Madrid: 88-92. Mendoza.
- Fernández García, F. y R. Mikkan, 2003. Evaluación Global del Medio Geográfico, como base de un ordenamiento racional en el principal corredor Bioceánico del Plan Mercosur: Valles del río Mendoza (Argentina) y Aconcagua (Chile). Universidad Nacional de Cuyo. Universidad Autónoma de Madrid. Mendoza.
- Gil-Nafá-Zamarbide, Ing. Consultores, 1982. Microzonificación Sísmica del Valle del Tulúm -

- Provincia de San Juan. Informe Técnico General, volúmenes 1, 2 y 3.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3):117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina. Serie C. Reimpresiones, 1:1-174 (1980). Buenos Aires.
- INPRES, 1977. Zonificación Sísmica de la República Argentina. Publicación Técnica N° 5, 2^{da}. Ed. San Juan, Argentina.
- INPRES, 1995. Microzonificación Sísmica del Gran Mendoza. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica N° 19. San Juan, Argentina.
- Jaboyedoff, M. y V. Labiouse, 2003. Preliminary assessment of rockfall hazard based on GIS data. ISRM 2003-Technology roadmap for rock mechanics, Symposium Series - South African Institute of Mining and Metallurgy, 1: 575-578.
- Keefer, D.F., 1984. Landslides caused by earthquakes. Geological Society of América, Bulletin, 95: 406-21.
- Kule, M., 1985. Spuren der hocheiszeitlichen Gletscherbedeckung in der Aconcagua - Gruppe. (32-33 S). *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1:1635-1646. Stuttgart.
- Lateltin, O., 1997. Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire. Série Dangers naturels. OFEFP, OFAT, OFEE, OFCIM: 32. Suisse.
- Loos, P., 1894. Relatos de Dr. Lunkenheimer. Observatorio de La Plata. Observaciones del sismo 1929 en Villa Atuel, San Rafael. Mendoza.
- Moreiras, S., 2004. Zonificación de peligrosidad y riesgo de procesos de remoción en masa en el valle del Río Mendoza, Argentina. Tesis doctoral.
- Morey, F., 1938. Los temblores de tierra. Mendoza Sísmica. D'Accurzio. Mendoza.
- Nemcok, A., J. Pasek y J. Rybar, 1972. Classification of landslides and other Mass Movements. Rock Mech, 4: 71-73.
- Pereyra, F.X. y E. González Díaz, 1993. Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, Provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6:73-79. Mendoza.
- Pereyra, F.X., 1996. Geomorfología. En: Ramos, V.A. *et al.*, 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 24 (15): 423-446. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12(3)(1957):165-193. Buenos Aires.
- Rabassa, J. y C.M. Clapperton, 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. Quaternary Science Reviews, 9:153-174. Oxford.
- Radbruch-Hall, D.H., D.J Varnes y W.Z. Savage, 1976. Gravitational Spreading of Steep-sided Ridges («sackung») in Western United States. Int. Assoc. Eng. Geology Bulletin 14: 23-35.
- Ramos, V.A., 1993. Geología y estructura de Puente del Inca y el control tectónico de sus aguas termales. Simposio sobre Puente del Inca. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:8-19. Mendoza.
- Rimoldi, H.V., 1993. Puente del Inca. Un Monumento Natural comprometido. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 1-7. Mendoza.
- Rolleri, E.O. y P. Criado Roque, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, 2:1-60. Buenos Aires.
- Salomón, J.N., 1969. El alto valle del Río Mendoza. Boletín de Estudios Geográficos, 16(62):1-50. Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Filosofía y Letras. Instituto de Geografía. Mendoza.
- Schiller, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. Anales 7(5): 1-68. Buenos Aires.
- Segemar, 2006. Estudio Geocientífico Aplicado al ordenamiento territorial, Puente del Inca, Provincia de Mendoza. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el oxfordense y el diastrofismo diversiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(4) (1965): 403-478. Buenos Aires.
- Suárez, J., 1983. Rasgos del modelado glaciario en la Quebrada Benjamín Matienzo. Andes Centrales. Cordillera Principal. Mendoza. Argentina. 1-40 pp.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. Chapter 2. En: Landslides Analysis and Control. Schuster R.L. y R.J. Krizek (Eds.), Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Special report. 176:11-33. Washington, D.C.
- Videla, M.A., 1996. Fluctuaciones del Glaciar Horcones Superior, región del CI, Aconcagua, Mendoza, Argentina y Variabilidad climática actual. Tesis doctoral inédita.
- Viers, G., 1965. Observations sur la Glaciation Quaternaire dans les Andes de Mendoza. Revue Géogr. Pyrénées, Toulouse, 36: 89-116. France.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington. Memoir 1:1-469, Seattle.
- Zischinsky, U., 1966. On the Deformation of High Slopes. Proceeding 1st Congress Int Soc. Rock Mech, Lisbon, 2: 179-185.

ANEXO I

RIESGO DE AVALANCHAS SOBRE EL PREDIO ELEGIDO PARA EL DESARROLLO URBANO DE PUENTE DEL INCA

Comuna Puente del Inca (Las Heras)

Provincia de Mendoza

AUTORES

Dr. Juan Carlos Leiva¹ y Dr. Hugo Martinez¹

1. CRICYT-IANIGLA; Centro Regional de investigaciones Científicas y Tecnológicas, Inst. Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Mendoza.

1. INTRODUCCIÓN

A solicitud de los profesionales del SEGEMAR, Geól. Eddy Lavandaio y Lic. Mario Rosas, el presente informe técnico tiene por objetivo definir las medidas de protección relacionadas al riesgo de avalanchas sobre el predio de Puente del Inca donde se desea proyectar el futuro asentamiento de viviendas.

Este Informe se ha podido realizar luego de las dos visitas efectuadas al sitio de referencia (30 de julio de 2004 y 6 de agosto de 2005) en compañía de los dos colegas del SEGEMAR citados y gracias a la importante información recolectada y luego suministrada por ellos, a saber fotografías del sitio, mapas de pendientes y perfiles de las zonas de escurrimiento de avalanchas.

1.1 Definición de Riesgo de avalanchas

Las avalanchas constituyen un peligro natural recurrente en áreas de montaña. En un mismo emplazamiento se producen periódicamente avalanchas de distinta magnitud, siendo las de mayor magnitud las que se producen con menor frecuencia. La definición de peligro natural se aplica a las avalanchas del mismo modo que al resto de los peligros naturales. Se define el riesgo de avalanchas como el producto entre la peligrosidad natural y la vulnerabilidad de los objetos o personas expuestos a éstas.

El peligro de avalancha implica que en un momento dado y en un cierto lugar puede producirse este fenómeno. En consecuencia, una de las maneras de reducir el riesgo de bienes y personas expuestos a las avalanchas es disminuir el peligro de éstas, fundamentalmente reduciendo su magnitud y por tanto la frecuencia de las grandes avalanchas (*defensa activa en la zona de inicio a partir del uso de explosores*). Otra estrategia de reducción del riesgo consiste en protegerse de los efectos destructivos de las avalanchas (*defensas pasivas en la zona de frenado*).

Las avalanchas daflinas son evaluadas como de período de retorno inferior al centenario. Las actuaciones de defensa propuestas están mayoritariamente enfocadas a reducir el peligro de avalanchas de gran magnitud, aunque también se dirigen a la protección pasiva de determinadas infraestructuras vulnerables.

Para evaluar y proponer actuaciones de reducción del peligro de avalanchas para el caso del predio elegido para el desarrollo urbano de Puente del Inca se han considerado primero los factores intrínsecos a las vertientes que permiten el desarrollo de avalanchas dañinas y, en segundo lugar, las condiciones nivo meteorológicas en las que generalmente éstas se producen.

1.2 El sitio y los fenómenos de avalanchas en Puente del Inca

Existen numerosos antecedentes de escurrimientos de avalanchas en la zona de Puente del Inca. La mayoría de ellos se produjo a continuación de intensas nevadas con acumulaciones críticas de nieve que al perder el anclaje produjeron avalanchas de 500 metros de desnivel (entre los 3200 y 2700 metros de altitud sobre el nivel del mar) y pendientes que promedian los 30'. Generalmente las zonas de inicio de las avalanchas son « palas de nieve » bien expuestas al Sol (exposición Norte y Noreste), por lo que las avalanchas de nieve transformada por fuerte gradiente térmico (metamorfosis destructiva) no ocurren.

Teniendo en cuenta la información recolectada y testimonios de pobladores, no hay indicios de llegada de avalanchas de nieve sobre el sitio elegido para el desarrollo urbano (*cuadrilátero amarillo en la imagen ícono y cuadrilátero verde en la fotografía lateral*). Sin embargo, en la zona de transición de la avalancha (que atraviesa la ruta según foto lateral) existe una morena oblicua a la trayectoria de la misma que cumple el rol de dique natural desviador y atenuador de energía del flujo de nieve.

2. LA PROBLEMÁTICA DE LA CONSIDERACIÓN DE LA AVALANCHA MAYOR

El experto debe considerar la avalancha mayor o de referencia para luego elegir el nivel de protección de la instalación, ya sea :

considerando elevado la peligrosidad natural pero baja la frecuencia de ocurrencia, lo que conduce a la propuesta de protecciones (defensas pasivas) difíciles de dimensionar y de elevado costo, o eligiendo como prioritaria la defensa activa soltando o produciendo artificialmente la avalancha en la correcta zona de inicio con el fin de limitar el riesgo y por lo tanto las medidas de protección pasiva.

3. EL PRINCIPIO DE CÁLCULO DE LAS DIMENSIONES DEL FLUJO

Se utiliza el Código de Simulación desarrollado en el Instituto Federal de la Nieve y las Avalanchas (IFENA) de Davos, Suiza. Este Código es utilizado actualmente en Suiza, Francia, Italia España y Argentina (Las Leñas, Mendoza). Para el caso de la avalancha en cuestión, se tuvo en cuenta las características del desanclaje natural bajo condiciones nivo meteorológicas extremas o relativamente raras (espesor de *nieve* en la zona de inicio variando entre 1, 0 y 2,5 m) con flujo constituido por nieve densa y seca, sin desarrollo de aerosol.

Cálculo de Voellmy según Directivas Suizas de 1990										Cemagref - ETNA - V5.0			Fecha		01/12/2005		
Puente del Inca										Avalancha de : corridor							
Dadas :		Punto A : Sin		Espesor medio de nieve involucrada (m) :						1,00							
Resultados :		Zona de frenado :		1		tramo(s)		$\mu (-) :$		0,155							
	Punto de perfil	Altura (m)	Distancia horizontal del tramo	Longueur curviligne del tramo	Longueur curviligne acumulada	Anchura (m)	Pendiente lateral de la ladera (°)	ξ (m/s ²)	μ (°)	μ (%)	Radio Hyd. (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)				
Zona de inicio	P0	3180	0	-	-	-	350	-	-	-	-	-	1,0				
	P1	3060	205	205	238	238	250	-	1000	30,3	58,5	-	19,3	1,0			
Zona de transicion	P1	3060	205	205	238	238	250	-	1000	30,3	58,5	-	21,1	1,2			
	P2	2965	220	425	240	477	5	20	1000	23,4	43,2	3,85	31,3	7,3			
	P3	2810	350	775	383	860	5	30	1000	23,9	44,3	4,34	33,8	8,6			
	Punto P	2735	410	1185	417	1277	5	2	1000	10,4	18,3	2,47	8,2	4,9			
Zona de frenado	Punto P	2735	410	1185	417	1277	284	-	1000	10,4	18,3	-	8,2	2,5			
	P5	2725	80	1265	81	1357	120	-	1000	7,1	12,5	-	9,7	3,2			
	P6	2700	160	1425	162	1519	140	-	1000	8,9	15,6	-	2,9	3,2			
Demás resultados :		$\psi_c (°) = 8,8 = a \tan \mu$				Caudal Q a la salida de la zona de inicio (en m ³ /s) :				5782							
		$\psi_P (°) > 12,8$				Distancia Xu de transicion arriba de P (en m) :				347							
						Xu debe ser cerca (+/- 10%) de :				417							
Deposito :	$\psi_{s1} (°) = 7,1 < \psi_c$		Primera istancia de frenado / Z. roja abajo de P (m) :				88				0						
			Presion de referencia (kPa) :				14,1										
			Masse volumique (kg/m ³) : 300				V_{depo}^2 :				-4						
	$\psi_{s2} (°) = 8,9 < \psi_c$		Seconda istancia de frenado / Z. roja abajo de P5 (m) :				#NUM!				0						
			Presion de referencia (kPa) :				1,2										
		Longitud total de frenado / Zone roja abajo de P (m) :				#####				0							
Cellule H14 : Transition d'une avalanche de couloir à une avalanche de versant, sans diffusion latérale																	
Cellule P19 : la valeur calculée doit se rapprocher de celle de la cellule P20 (ou F12)																	
Comentarios :																	

Esquema del perfil longitudinal alrededor de P

ψ_P ψ_{s1} ψ_{s2}

P P5 P6

Zone d'arrêt

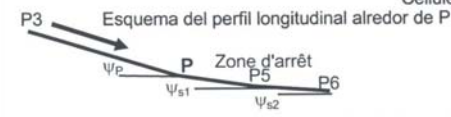


Tabla 1.

Cálculo de Voellmy según Directivas Suizas de 1990										Cemagref - ETNA - V5.0		Fecha		01/12/2005											
Puente del Inca				Avalancha de : corridor						Espesor medio de nieve involucrada (m) :				2,50											
Dadas :		Punto A : Sin		Zona de frenado :								1 tramo(s)		$\mu (-) :$ 0,155											
Resultados :		Punto del perfil	Altura (m)	Distancia del tramo	Longueur curviligne del tramo	Longueur curviligne acumulada	Anchura (m)	Pendiente lateral de la ladera (°)	ξ (m/s ²)	Pendiente (°)	Pendiente (%)	Radio Hyd. (m)	Velocidad (m/s)	Espesor (m)											
Zona de inicio		P0	3180	0	-	-	-	350	-	-	-	-	-	-	2,5										
		P1	3060	205	205	238	238	250	-	1000	30,3	58,5	-	30,5	2,5										
Zona de transicion		P1	3060	205	205	238	238	250	-	1000	30,3	58,5	-	33,4	3,0										
		P2	2965	220	425	240	477	5	20	1000	23,4	43,2	6,69	41,2	13,3										
		P3	2810	350	775	383	860	5	30	1000	23,9	44,3	7,52	44,5	15,8										
		Punto P	2735	410	1185	417	1277	5	2	1000	10,4	18,3	4,29	10,9	8,5										
Zona de frenado		Punto P	2735	410	1185	417	1277	492	-	1000	10,4	18,3	-	10,9	4,3										
		P5	2725	80	1265	81	1357	120	-	1000	7,1	12,5	-	12,8	5,5										
		P6	2700	160	1425	162	1519	140	-	1000	8,9	15,6	-	8,8	5,5										
Demas resultados :		$\psi_c (^\circ) = 8,8 = a \tan \mu$				Caudal Q a la salida de la zona de inicio (en m³/s) :				22854															
		$\psi_P (^\circ) > 12,8$				Distancia Xu de transicion arriba de P (en m) :				606															
						Xu debe ser cerca (+/- 10%) de :				417															
Deposito :		$\psi_{s1} (^\circ) = 7,1 < \psi_c$				Primera istancia de frenado / Z. roja abajo de P (m) :				152				23											
						Presion de referencia (kPa) :				24,5															
						Masse volumique (kg/m3) / 300 V_{depo}^2 :				-7															
		$\psi_{s2} (^\circ) = 8,9 < \psi_c$				Seconda istancia de frenado / Z. roja abajo de P5 (m) :				#NUM!				0											
						Presion de referencia (kPa) :				11,6															
		Longitud total de frenado / Zone roja abajo de P (m) :				#####				23															
Cellule H14 : Transition d'une avalanche de couloir à une avalanche de versant, sans diffusion latérale																									
Cellule P19 : la valeur calculée doit se rapprocher de celle de la cellule P20 (ou F12)																									
Comentarios :																									

Esquema del perfil longitudinal alrededor de P

ψ_P ψ_{s1} ψ_{s2}

P3 P Zone d'arrêt P5 P6

Tabla 2

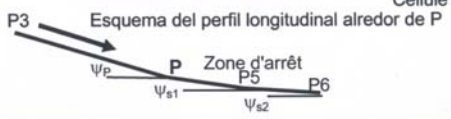


Tabla 2.

Se realizaron los cálculos de las magnitudes del flujo en las tres zonas de la avalancha, a saber:

- el espesor a nivel del frente (entre 4,9 y 8,5 m en el comienzo de la zona de frenado,
- la velocidad calculada por el método de Voellmy con un coeficiente de fricción turbulenta próximo a 1000 (variación regular de la pendiente, rugosidad media a baja y fuerte canalización del flujo) y un coeficiente de fricción estática variando de 0,18 a 0,20 (grandes avalanchas) con altitudes del depósito superior a los 1500 m (2700 m en este caso de Puente del Inca), espesor superior a los 2 m (entre 3,2 y 5,5 m para esta avalancha). La pre-

sión dinámica sobre la sección de un obstáculo de plano perpendicular a la velocidad del flujo se calcula como $p \cdot v^2 / 12$.

4. LAS MEDIDAS DE PROTECCION PROPUESTAS

Como se desprende de la descripción de la situación, de la cartografía y de la información histórica existentes las avalanchas de gran magnitud producidas son poco frecuentes. De todos modos, y considerando que presentan zonas de llegada por encima de los 2700 m.s.n.m., se tratan las avalanchas con período de retorno inferior al centenario y que, eventualmente y en condiciones puramente

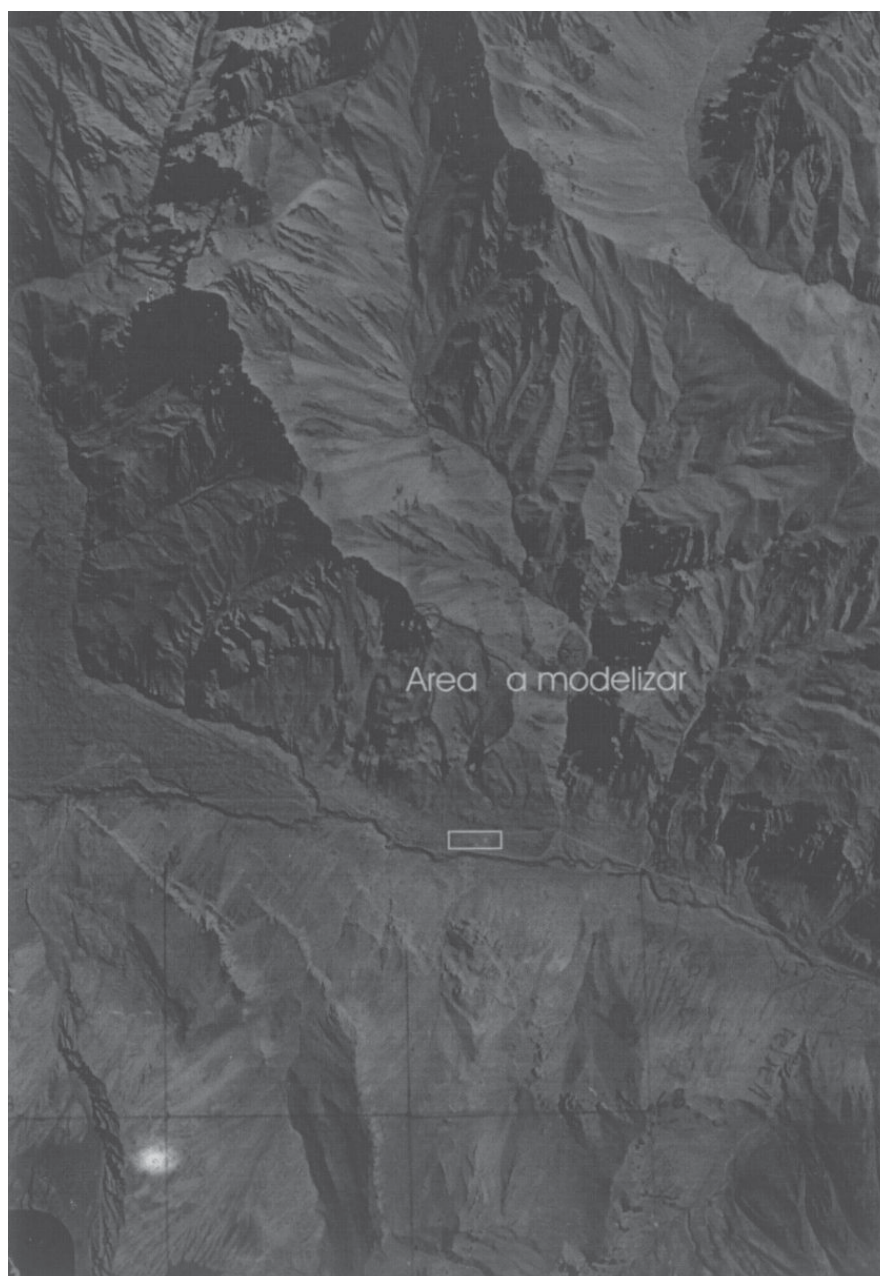


Figura 1. Fotografía aérea del sitio con triángulo amarillo del predio a proteger.

**PUENTE DEL INCA
MAPA DE PENDIENTES**

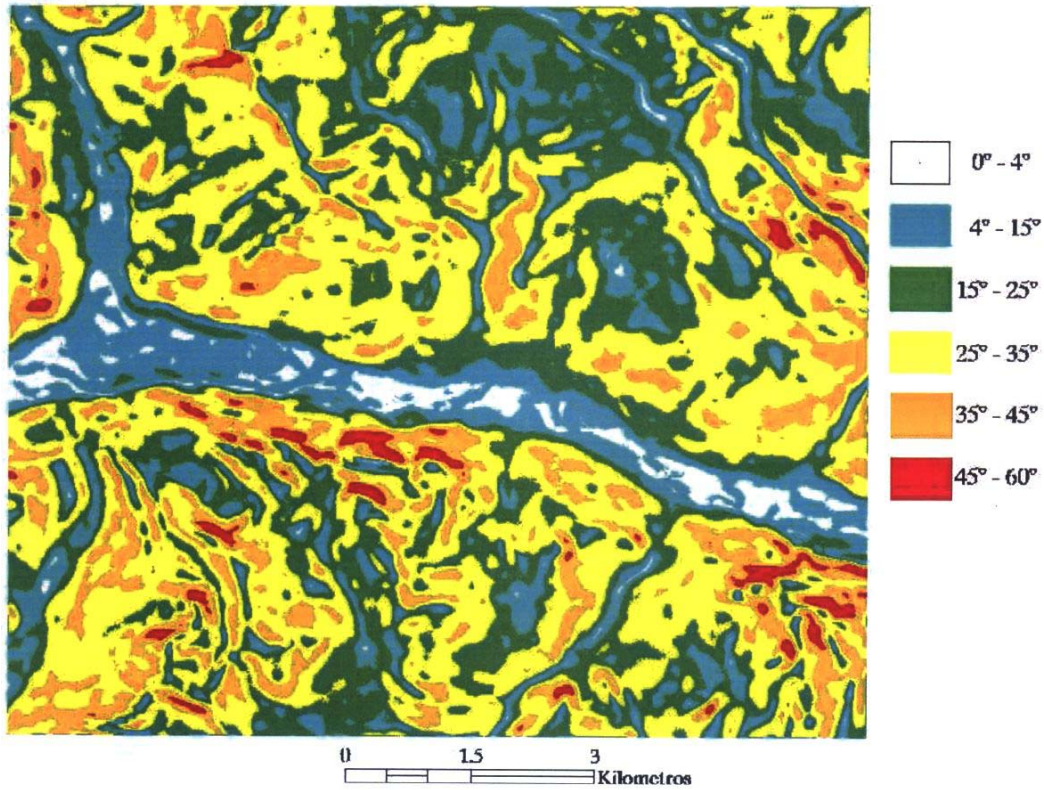


Figura 2. Mapa de pendientes.



Figura 3. Fotografía lateral con líneas de escurrimientos avalanchosos de los años 1984 y 2005.

naturales, podrían llegar a producirse con semejante intensidad a las anteriores. Consecuentemente, a continuación se propone la aplicación de una serie de propuestas de defensa *activa y pasiva combinadas* con el objeto de evitar que otras avalanchas lleguen a producirse y puedan alcanzar el sitio a proteger.

Uso de explosivos para el desanclaje artificial de avalanchas, previa evacuación de la zona expuesta.

Aumentar la altura del dique natural de desvío conformado por la morena (elevándolo cinco metros por encima del nivel actual de la morena en la cara anterior expuesta a la avalancha). Prolongar 40 metros hacia el este el dique natural de referencia (manteniendo la altura de coronamiento mencionada en el punto anterior).

Construir con materiales y técnicas adecuados las habitaciones o viviendas en el predio elegido, para que puedan soportar eventuales avalanchas aerosol que superen la altura sugerida de la morena.

S. CONCLUSIONES

La reducción del riesgo de avalanchas implica el buen conocimiento de este fenómeno no sólo

desde el punto de vista práctico sino además desde la observación permanente de los escurrimientos producidos cada invierno en el sector de interés.

Tal reducción, en este caso puntual, se la propone desde dos puntos de vista: en primer lugar, la reducción de la *peligrosidad* por medio de actuaciones de defensa activa (desanclaje artificial con plosivos); en segundo lugar, la reducción de la *vulnerabilidad* de personas e infraestructuras (instalación de defensas pasivas, por ejemplo: dique desviador, habitaciones resistentes a los posibles impactos).

Los antecedentes muestran que las avalanchas ocurridas en los inviernos 1984 y 2005 en Puente 1 Inca han sido de gran magnitud. La utilización de modelos dinámicos para la obtención de la distribución de alturas, de velocidades y de presiones de impacto de las avalanchas es de gran ayuda para la caracterización de las avalanchas extremas y, en consecuencia, para la realización de una *cartografía de riesgo de avalanchas* para mejorar las actuaciones de reducción del riesgo, que toda comuna de montaña debería tener.

MENDOZA 30 de noviembre de 2005